

MAGYAR

Geofizika



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE
KIADVÁNYSOROZATA

BUDAPEST, 1961

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK
KIADVÁNYSOROZATA

II. évfolyam

3-4. szám

MAGYAR
Geofizika

Felelős szerkesztő:

Dr. SEBESTYÉN KÁROLY

a Magyar Geofizikusok Egyesülete főttkára

Szerkesztőbizottság: Czeglédi István és dr. Renner János

Szerkesztő:

BUDAY TIBOR

Az ábrákat rajzolta:

NÉMETH LAJOS

Kiadásért felelős: dr. Sebestyén Károly

Engedélyezési száma: Művelődésügyi Minisztérium 155/3692/196

Megjelenik negyedévenként

Készült 700 példányban a Fővárosi Nyomdaipari Váll.16.telepén,

Bp. V., Királyi Pál-u. 5.

TARTALOM - INHALT

Pintér Anna: A Bouguer-korrektio kiszámítására szolgáló módszerek kritikai vizsgálata	
A critical study of the methods applied in the computation of the Bouguer-correction.....	147
Pintér Anna-Szabó Zoltán: Gravitációs regionális és maradék anomáliák számításának egyszerű módszere	
A simple method for calculating the gravitational regional and residual effect.....	165
Rádler Béla-Szemerédi Pálné-Ujfalussy Antal: A korrelációs refrakciós mérések hazai alkalmazásának néhány elvi kérdése	
Some questions of principles encountered with the application of correlation-refraction measurements in Hungary	175
Stegena Lajos: A korrelációs refrakciós szeizmika elvi kérdései	
Questions of principles of the correlation-refraction-seismic method.....	203
Tudományos Figyelő	
Wissenschaftlicher Beobachter.....	233
Könyv- és Lapszemle	
Umschau.....	239
Egyesületi Hírek	
Vereinsnachrichten.....	247

A. Pintér

A CRITICAL STUDY OF THE METHODS APPLIED IN THE COMPUTATION
OF THE BOUGUER - CORRECTION

The most important problem with the interpretation of gravimetric measurements is that of the average density. There are available several methods to find out its value. Taking into account and applying all these methods we attempted to draw a density distribution map and so to obtain a suitable density value for each gravimetric station. Supposing that this density map has some reality, the Bouguer-anomaly map obtained with the use of these density values should not contain the effects of masses lying above sea level.

The application of the procedure to an area in some mountains did not produced satisfactory results, as it could be shown by a comparison with the Bouguer-anomaly map constructed for the same area by using constant (average) density throughout. As a matter of fact, this map does not show the "anomalies on the sea level", and the applied average density might be considered as a "reference density", whose choice didn't influence significantly the general picture of the resulting anomaly-map.

A BOUGUER-KORREKCIÓ KISZÁMITÁSÁRA SZOLGÁLÓ MÓDSZEREK
KRITIKAI VIZSGÁLATA

Pintér Anna

A graviméterrel mért értékek értelmezésének alapja mind külföldi, mind hazai gyakorlatban a Bouguer-anomália térkép. Paye- és izosztatikus anomália térképeket általában csak speciális kérdések tanulmányozására készítünk.

A Bouguer-anomália: $\Delta g = \Delta g_g \quad (\Delta g_g + g_p + \Delta g_B + T)$.
A zárójelben levő korrekciós tag figyelembevételével azt akarjuk elérni, hogy a különböző magasságokban, más-más földrajzi szélességeken mért adatok összehasonlíthatók, áttekinthetők legyenek. Tehát a mért adatokat egy bizonyos földrajzi szélességre: hazánkban a 48 szélességi fokra, és egy bizonyos sívfelületre: általában a tenger szintjére vonatkoztatjuk. A betűk jelentése: g_g az észlelt érték, Δg_g a szélességi hatás, Δg_p a tiszta magassági hatás, Δg_B a Bouguer hatás és T a topografikus hatás.

A normál érték és a tiszta magassági hatás kiszámítása nem jelent különösebb nehézséget, amennyiben csak geodéziai adatoktól függenek. A Bouguer-korrekciónak kiszámításához szükséges átlagsűrűség értékének megállapítása viszont különösen hegyvidéki mérések esetén a graviméteres mérések értelmezésének alapvető problémáját jelenti.

A topografikus korrekció szintén az átlagsűrűség függvénye. Erről itt csak annyit érdemes megjegyezni, hogy hegyes vidékeken is, általá-

ban két nagyságrenddel kisebb értéket jelent, mint a Bouguer korrekció. Természetesen egy adott állomás esetén mindig ugyanazzal a sűrűséggel kell a Bouguer és a topografikus korrekciót kiszámítani, ha elvileg helyesen akarunk eljárni.

Visszatérve a Bouguer korrekcióra, ha a tengerszintre való vonatkoztatást úgy akarunk értelmezni, hogy a végeredményként kapott izogal térkép már csak a tengerszint alatti tömegek sűrűség-eloszlására legyen jellemző, vagyis a tenger szintjén levő izogalokat akarunk ábrázolni, akkor a tiszta magassági hatás figyelembevételén kívül a mért értékből le kellene vonnunk a tengerszint feletti tömegek hatását. Ezt a hatást azonban csak akkor tudnánk kellő pontossággal kiszámítani, ha részletesen ismernénk ezen tömegek sűrűségi viszonyait. Ezt természetesen a legtöbb esetben nem ismerhetjük. A geofizikai és így a graviméteres mérések célja részben éppen az, hogy adatokat szerezzünk ezekről a viszonyokról is.

Az észlelt értékek tengerszintre való redukálásánál ezért közelítő megoldásként egy homogén, σ sűrűségű, h vastagságú végtelen lemez hatásával számolhatunk, ami a topografikus korrekcióval együtt, közelítőleg megadja a tengerszint feletti tömegek gravitációs hatását. Egy ilyen lemez hatása a jól ismert Bouguer-formula szerint:

$$\Delta g_B = 2 \pi f \sigma h;$$

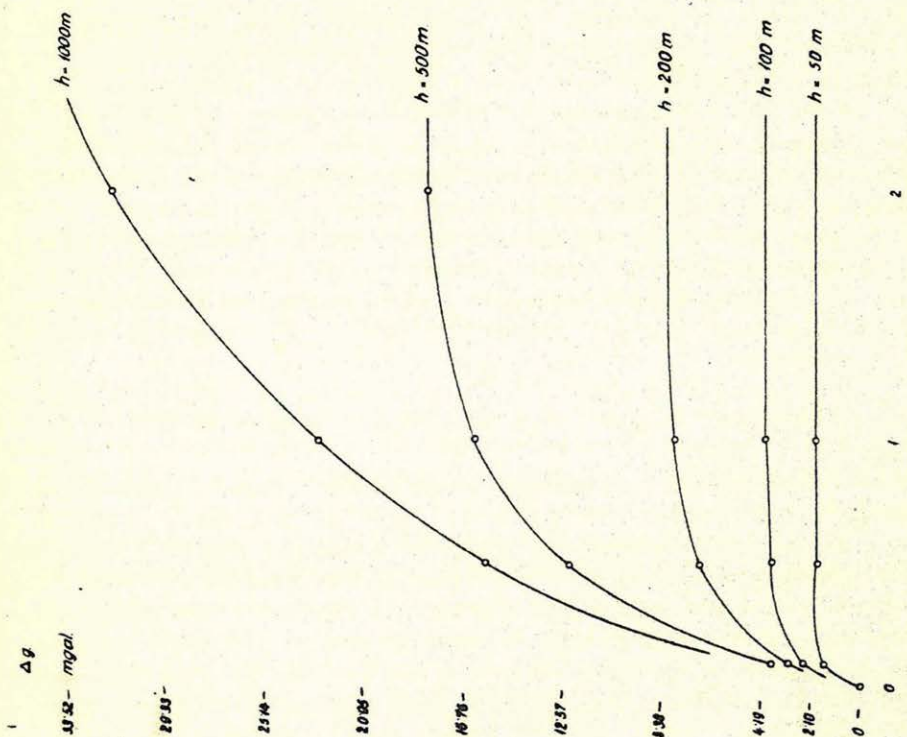
ahol h az észlelési pont tengerszint feletti magassága. Hogy vonatkoztatási szintként a tenger szintjét választjuk-e, vagy pedig a nehézségi erőter egy másik nivófelületét, ez megállapodás kérdése. A Bouguer-anomália görbéjében állandó sűrűség esetén ez csak az anomália szintnek egy konstanssal való eltolódását jelenti.

Számítsuk ki egy h magasságú henger gravitációs hatását különböző sugárméreteket esetére:

$$\Delta g = 2 \pi f \sigma \left[\sqrt{r^2 + h^2} - (r + h) \right].$$

E képlet $r \rightarrow \infty$ sugár esetében a Bouguer formulához vezet. Ha különböző hengermagasságok esetén ábrázoljuk r függvényében a gravitációs hatást, látható, hogy a hengermagasságoktól függően $r = 1 - 2$ km esetén Δg értéke már erősen megközelíti az $r = \infty$ -re számolt hatást. (1. ábra)

Ez azt jelenti, hogy az észlelési pont aránylag szűk környezete adja a Bouguer-hatás legnagyobb részét. Ha tehát a tengerszint magasságában levő izogalokat akarjuk ábrázolni, akkor nagyon is részletesen kell ismernünk a tengerszint feletti sűrűségeloszlást, s ha a terület geológiai felépítése eléggé változatos, akkor feltehetően minden állomás esetén más-más sűrűséggel kell a Bouguer-korrekciót kiszámítanunk. Erre vonatkozóan a 2. ábrán egy egyszerű elméleti esetet mutatunk be, amely



A $\Delta g = 2\pi F_6 [\sqrt{r^2 + h^2} - (r + h)]$ függvény ábrázolása, ahol r a henger sugarát, h a henger magasságát jelenti. (A Δg értékek 5-100 esetére vonatkoznak.)

szintén jól mutatja az alkalmazandó sűrűség gyors változtatásának szükségességét.

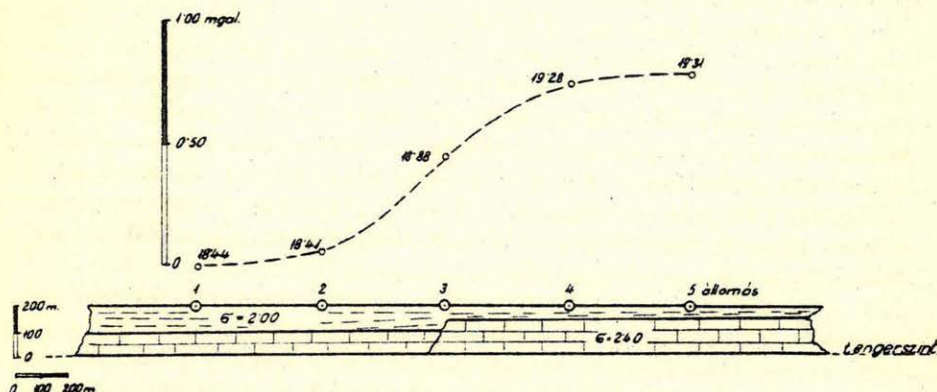
Kérdés, hogy a gyakorlatban miként lehet σ értékét meghatározni? Ha ugyanis szigorúan a $\Delta g = 2 \pi f \sigma h$ összefüggést tekintjük σ definíciójaként, akkor a gyakorlat számára egy szinte megközelíthetetlen értékhez jutunk. Ezért értékét, mint az észlelési pont környezetében levő kőzetek közepes sűrűségét, foghatjuk fel. Hogy ezt a közepes sűrűséget miként lehet meghatározni, arra vonatkozóan a gyakorlatban és az irodalomban általában kétféle eljárás ismeretes. Meghatározhatjuk σ -tkőzetmintákon végzett laboratóriumi mérésekből és meghatározhatjuk graviméteres mérések segítségével a terepmérések, illetve bányákban végzett graviméteres mérések adataiból.

A laboratóriumi mérésekhez kőzetmintákat a mérési területen kibúvá-sokból, feltárásokból, vagy furásokból gyűjtenek be. A méréseknél problémát jelent, különösen ha a felszínen begyűjtött mintáról van szó, az in situ állapot rekonstruálása. A kapott sűrűségértékek ezért bizonyos, 0,2 - 0,3 gr/cm³-es szórást mutatnak, ugyanazon a kőzetmintán végzett mérések esetén is, aszerint, hogy a kőzetmintát miként készítették elő a méréshez. Más eredményekre vezet a mérés ugyanannak a kőzetnek felszíni és furólyukból származó mintája esetében is. A minták begyűjtésénél és a mérési eredmények értékelésénél tehát nagyon körültekintően kell eljárni, mert kiszámítható, hogy 0,1 gr/cm³ hiba a sűrűségben, 100 m-es állomásmagasság esetén már 0,42 mgal hibát jelent a korrekcióban. A főproblémát ezek után az jelenti, hogy a rendelkezésünkre álló földtani térképek semmit sem mondanak az egyes formációk mélységbeli kiterjedéséről. Kellő sűrűségű fúrási hálózat hiányában így nem lehet olyan sűrűségterképet készíteni, amely a valóságnak megfelelően mutatná, hogy mely állomásnál milyen sűrűséggel kell a Bourguer-korrekciót kiszámítani.

Célszerűbbnek látszanak azok, a gyakorlatban is alkalmazott számítási módszerek, amelyek a graviméterrel mért értékek felhasználásán alapulnak.

A bányákban sűrűségmeghatározás céljából végzett graviméteres mérésekre nem térek ki részletesen. A gyakorlatban ugyanis nagyon ritkán adódhat elő olyan eset, hogy a mérési területen megfelelő akna álljon rendelkezésünkre. Ez a módszer tehát általánosan nem alkalmazható, eltekintve egy-két rendkívüli esettől. Érdekes viszont, hogy az így kapott sűrűségértékek általában elég nagy eltérést mutatnak a laboratóriumi kőzetmintákon végzett mérések eredményeitől, mégpedig a laboratóriumi értékek mindig szisztematikusan kisebb értékeket adtak, mind S. Hammer Ohio Állam egy mészkőbányájában végzett méréseinél, mind pedig

Whetton, Myers és Smith méréseinél, amelyet Yorkshire egy szénbányájában végeztek. Az eltérés oka lehet akár a graviméter mérések valamilyen szisztematikus hibája, akár a kőzetminták sűrűségének megállapításakor elkövetett szisztematikus hiba.



2. ábra. Elméleti Δg görbe 50 m magas mészkővető felett. Ha a Bouguer-korrektcióval akarnánk ennek a tömegnek hatását kiküszöbölni, akkor az 1 és 2. sz. állomás esetében $\sigma = 2.20 \text{ gr/cm}^3$, a 4 és 5. sz. állomás esetében $\sigma = 2.30 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel kellene számolnunk. Az egyes állomások távolsága 500 m.

Legalkalmasabbnak látszanak mindenesetre a graviméteres terepmérések felhasználásán alapuló sűrűségmeghatározási módszerek. Ezek általában nagyobb területre adnak átlagos sűrűséget. Ha a terület geológiai felépítése nem egységes, akkor ezzel a területi átlagsűrűséggel számolt Bouguer-korrektció természetesen nem jelenti minden állomás esetén a tengerszint feletti tömegek hatásának levonását, s ez a területi átlagérték általában függvénye a vizsgált terület nagyságának, alakjának.

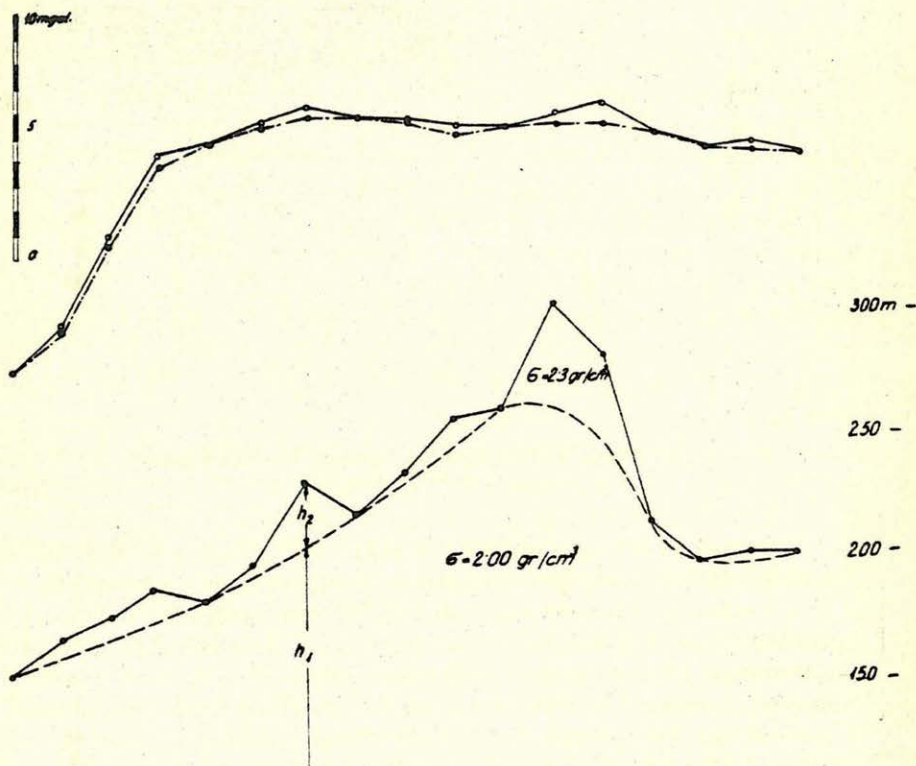
A legismertebb ilyen eljárás Nettletontól származik. Nettleton szerint a helyes sűrűséggel redukált Bouguer-anomália görbéje egy szelvény mentén független a topográfiai szelvény menetétől. Egyed módszerének lényege az, hogy helyes sűrűséggel adott nivófelületekre redukált Bouguer-anomáliák mindig analitikus felületeket jelentenek. Steiner eljárásánál ugyanez a követelmény, azzal az egyszerűsítéssel, hogy ő lineáris összefüggést tételez fel s az eljárást továbbfejleszti úgy, hogy az előzőeken

túlmenően ez a módszer már területi kiértékelésre is alkalmas. Végeredményben mindegyik módszer a Nettleton-féle gondolat más-más matematikai megfogalmazása, illetve általánosítása, s így mindegyik módszer a topográfia jellemző sűrűségértéket ad.

Nem valószínű, hogy ez az érték egészen a tenzer szintjéig érvényes legyen. Sok esetben a terület mélyszerkezete előformálja a topográfiát, s ennek az együttes hatásnak eliminálása csak egészen valószínűtlen sűrűségértékek mellett lehetséges. R. Vajk ezért már két részre bontja a Bouguer-korrekciót. Az említett módszerekkel meghatározott sűrűségértékeket csak a topográfia mélypontjait összekötő görbe feletti tömegekre alkalmazza. E görbe alatt egészen a tenger szintjéig egységes sűrűségértékekkel számol. (3. ábra) Vajk eljárása eléggé hosszadalmas és csak szelvénymenti kiértékelésre alkalmas, ezenkívül a mélypontokat összekötő görbe meghúzása erősen szubjektív feladat. Az említetteken kívül többen, Parasnis, Barnitzke és Jung is dolgoztak ki a Nettleton-elvhez közelálló módszereket, ezek azonban a gyakorlati számítások során nem váltak be és így azokat részletesen nem ismertetjük.

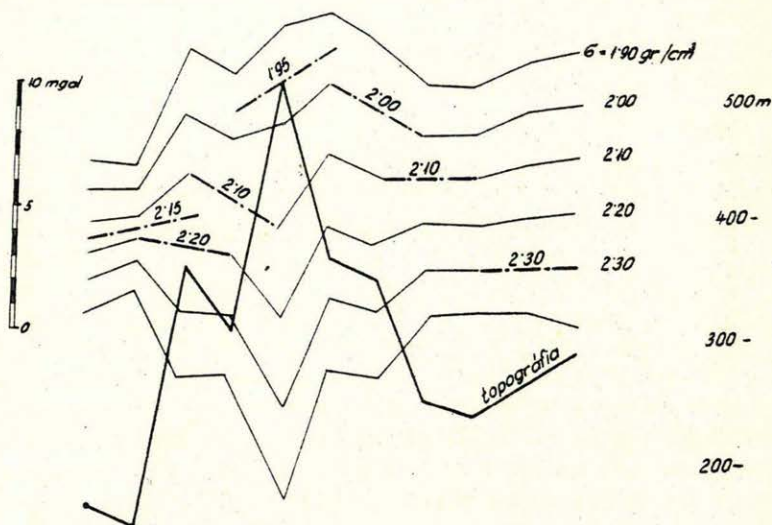
A vázolt módszerekkel hegyvidéki területen végeztünk számításokat. Felmerült az a kívánság, hogy lehetőleg minden egyes állomásra külön határozzuk meg a Bouguer-korrekcióhoz szükséges sűrűséget. Ezért megkíséreltük Nettleton és Steiner módszerét úgy alkalmazni, hogy végül is jó sűrűségértékhez jussunk.

A Nettleton-módszerrel 7 különböző szelvény mentén végeztünk sűrűség-meghatározást. Minthogy ezen a területen - amint már említettük, - a sűrűségeloszlás nagyon változatos, egy hosszabb szelvény mentén természetesen nem kaphattunk, az egész szelvényre nézve egyértelmű sűrűséget. Ezért kísérletképpen szakaszonként értékeltük ki a görbéseket. Megbízhatóbb értékhez jutottunk volna, ha a szelvények mentén az átlagos állomástávolság 600 m helyett jóval kisebb, mondjuk 2-300 m lett volna. (4. ábra.) Első pillanatra erőltetettnek tűnik a szakaszonkénti kiértékelés, de ezt később a Steiner-módszer részleteiben is igazolta.



3. ábra. Vajk módszerével számolt Bouguer anomália görbe —.—
 $\sigma = 2.0 \text{ gr/cm}^3$ állandó sűrűséggel számolt Bouguer anomá-
 liagörbe. —

0 500 1000 m



4. ábra. A Nettleton-szelvény szakaszonkénti kiértékelése.

100 -

A Steiner-módszer kiértékelésénél egy kissé eltértünk az eredeti elgondolástól, ezért ezt a módszert részletesebben ismertetjük:

Legyen z_1 a helyes magassági korrekciókoefficienssel számolt anomáliaérték, z_1^0 a graviméteres mérési adat, amely magassági korrekciót nem tartalmaz és h_1 az állomás magassága. Ekkor $z_1^0 = z_1 - kh_1$; ahol k a magassági korrekció koefficiense. Négy szomszédos állomásra, amelyek közelítőleg egy síkba esnek és paralelogrammát alkotnak, geometriai megfontolások alapján felírhatjuk a következő összefüggéseket:

$$Z = z_2 + z_3 - z_1 - z_4 = 0$$

$$Z^0 = z_2^0 + z_3^0 - z_1^0 - z_4^0$$

$$H = h_2 + h_3 - h_1 - h_4$$

Az így definiált értékeket írva a fenti egyenletbe:

$$Z^0 = Z - kH.$$

Ha a pontok kielégítik az egysíkúság feltételét, akkor $Z = 0$ és így

$$k = \frac{Z^0}{H}, \text{ ebből pedig}$$

$$\sigma = \frac{0,3086 - k}{0,0419}.$$

Általában Z nem mindig zérus, hanem egy kis pozitív vagy negatív szám, de elég sok paralelogrammára mindenképpen felírható, hogy

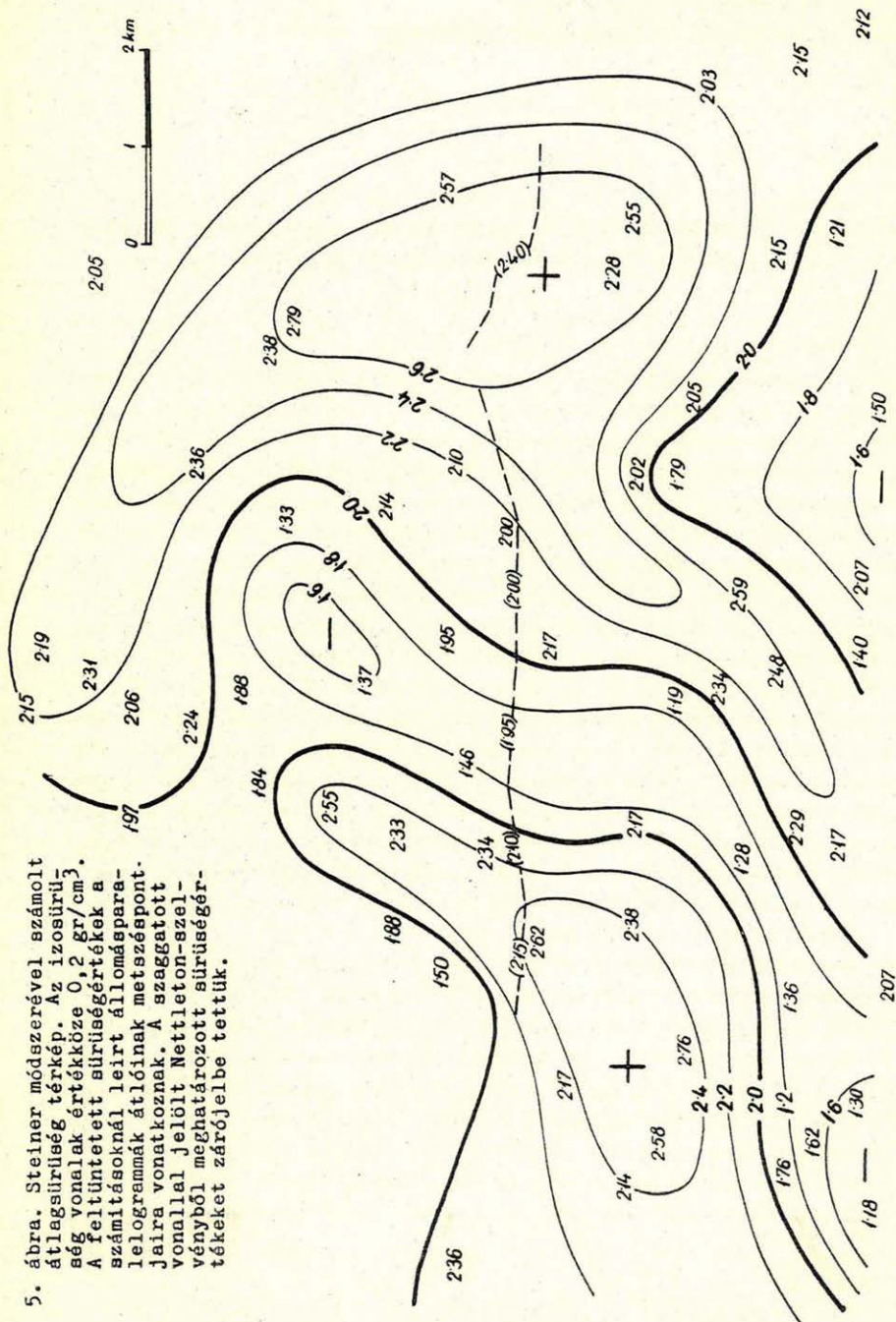
$$k = \frac{Z^0}{H'}.$$

Az összegezés tehát nagyobb területre kell elvégezni. Így a kapott k értékből egy nagyobb terület átlagsűrűségét nyerjük. Ahhoz, hogy állomásonként változó sűrűséggel számolhassunk, a $k = \frac{Z^0}{H}$ összefüggést kellett felhasználnunk, ami azt jelentette, hogy minden egyes paralelogrammára külön határoztuk meg k és ebből értékét. Minthogy az egysíkúság természetesen nem mindig állt fenn, ezért Z nem volt mindig zérus, s így az egyes paralelogrammákra számolt k értékek nem adtak minden esetben valószínű σ értéket. A felhasznált 480 paralelogramma közül csak kb. 200 esetben kaptunk elfogadható sűrűségértéket, amelynek alapján végül is izovonalas térképet szerkeszthettünk. Ebbe a térképbe jól beilleszthetők a Nettleton-módszerrel számolt sűrűségértékek (5. ábra). A térkép alapján minden állomáshoz kiolvashattunk egy sűrűségértéket és elkészíthettük a terület változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térképét. Azt vártuk, hogy ez a térkép simább lefutású lesz, mint az egysíkú $\sigma = 2,00$ sűrűséggel számolt anomáliatérkép, mivel elgondolásunk szerint a Bouguer-korrekcióval a felszínközeli hatók hatását kiszűrtük. Az eredmény ezzel szemben egy rendkívül tagolt, maradékanomáliatérképhez hasonló Bouguer-anomália térkép lett, s ez nyilván a helytelen sűrűségértékekből adódó hibáknak köszönhető (6. ábra).

Összehasonlítás céljából mellékeljük a $\sigma = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ állandó sűrűségértékkel számolt Bouguer-anomália térképet is (7. ábra).

Ezzel a módszerrel tehát csak negatív eredményre jutottunk.

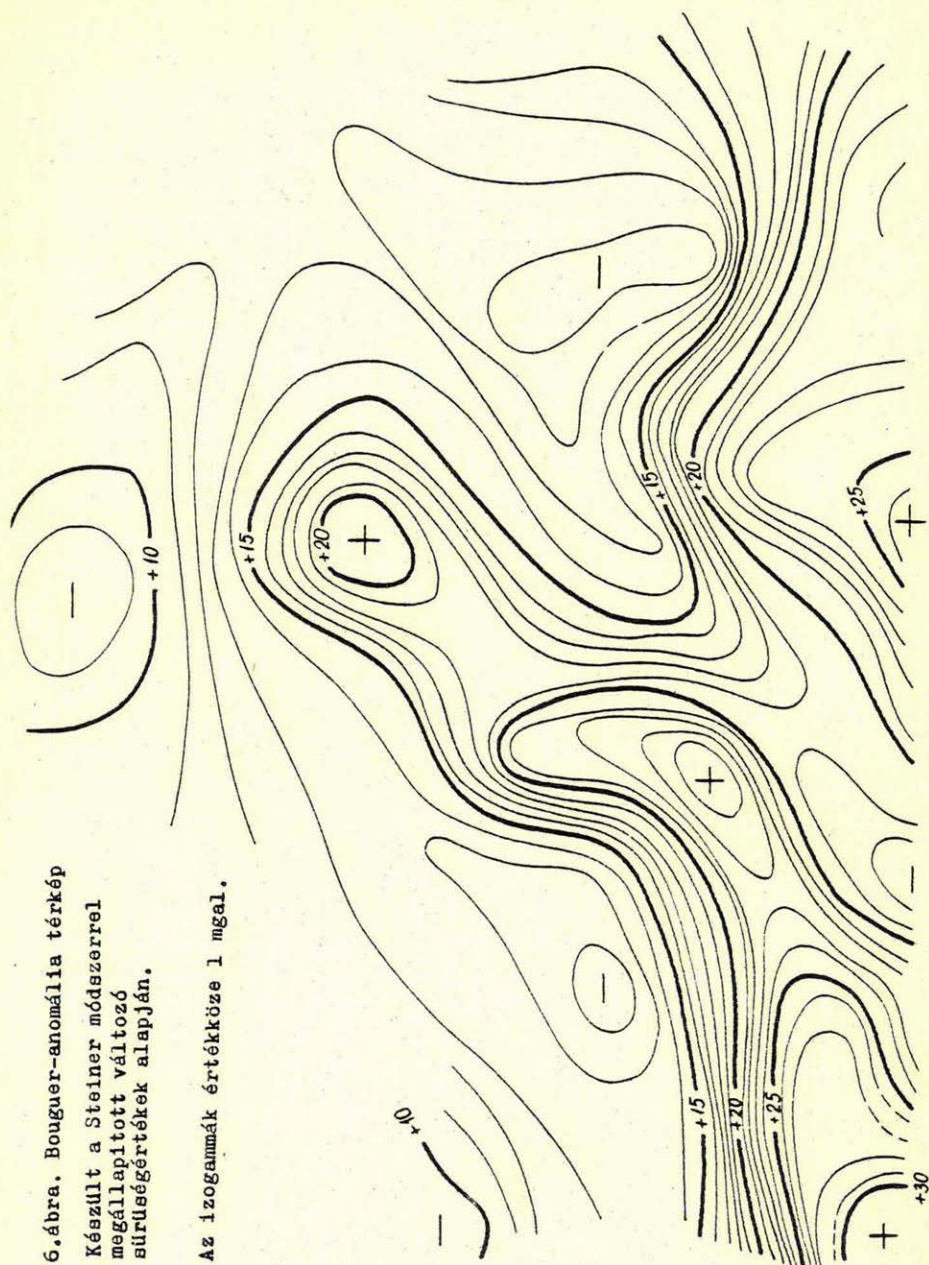
Ha az eredeti összefüggést alkalmazzuk, akkor a terület keleti részére $\sigma = 2,15 \text{ gr/cm}^3$, a nyugati részére $\sigma = 2,35 \text{ gr/cm}^3$ sűrűségértéket kapunk, amely jól egyezik ugyanerre a területre, illetve a terület keleti részére az Egyed-módszerrel meghatározott 2,12 és 2,15 gr/cm^3 értékkel. Ezeket az értékeket a sűrűségterkép elkészítésénél természetesen nem vehettük figyelembe, minthogy ezek területi átlagértékek.

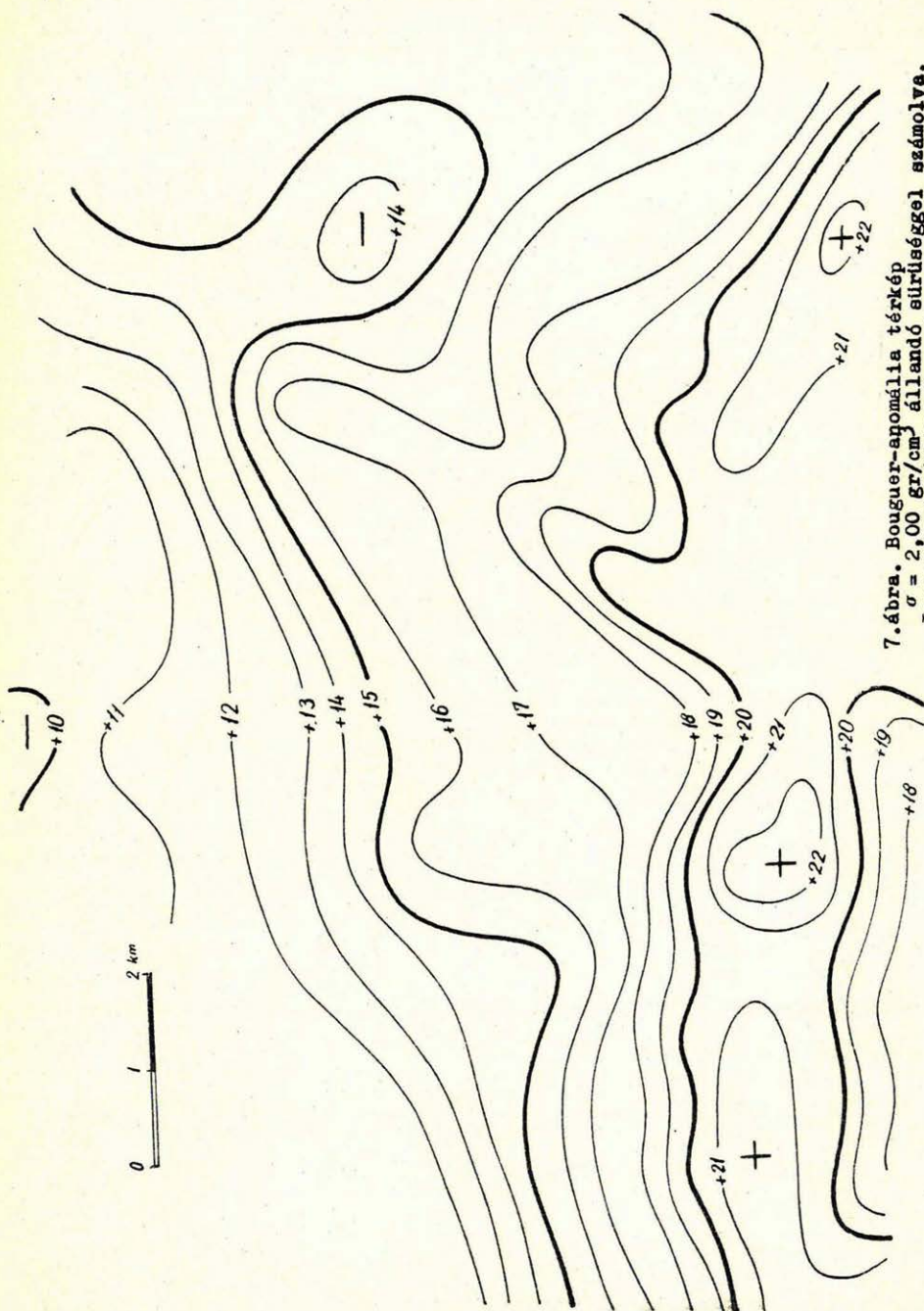


6. ábra. Bouguer-anomália térkép

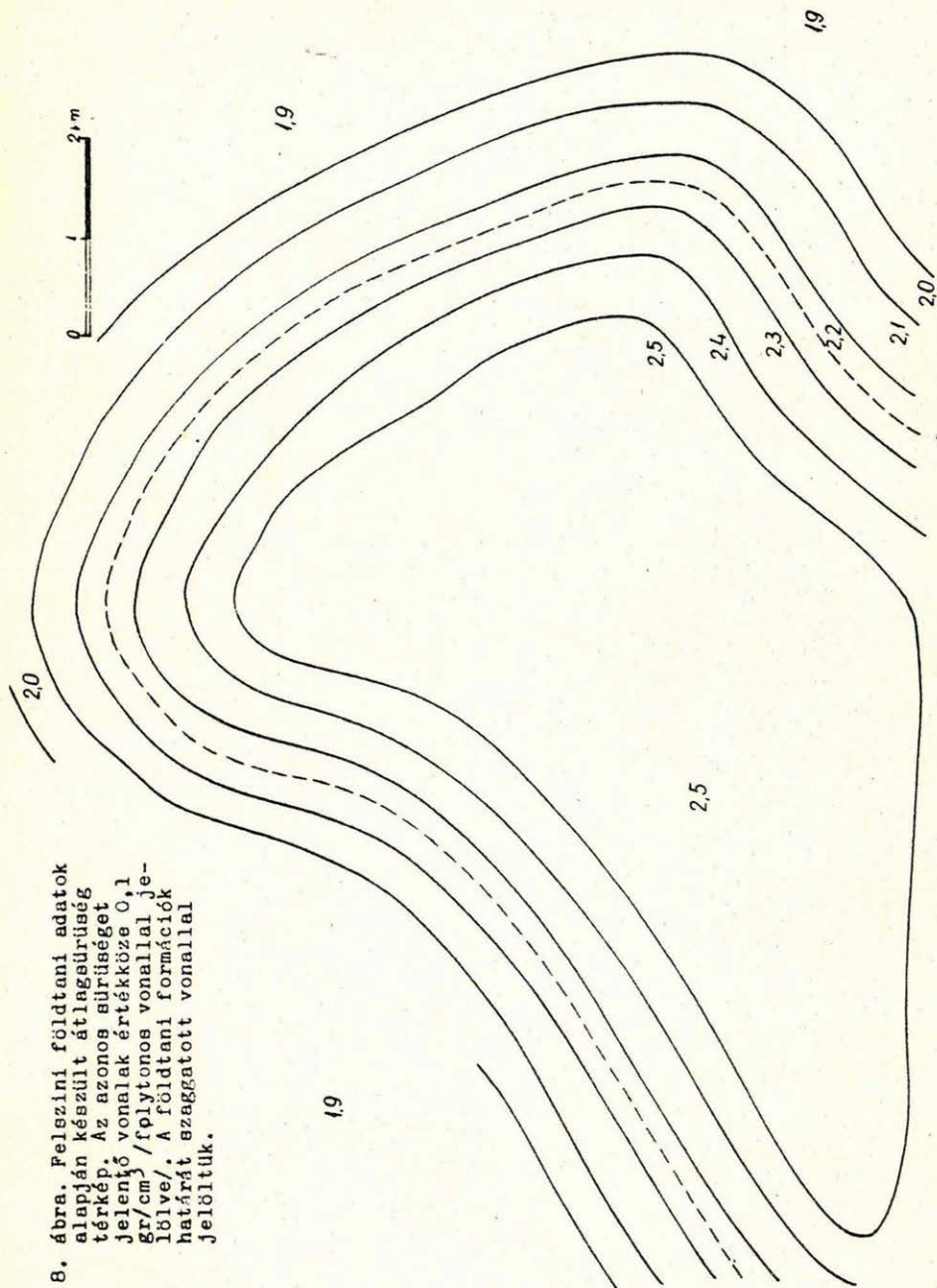
Készült a Steiner módszerrel
megállapított változó
sűrűségértékek alapján.

Az izogammák értékköze 1 mgal.



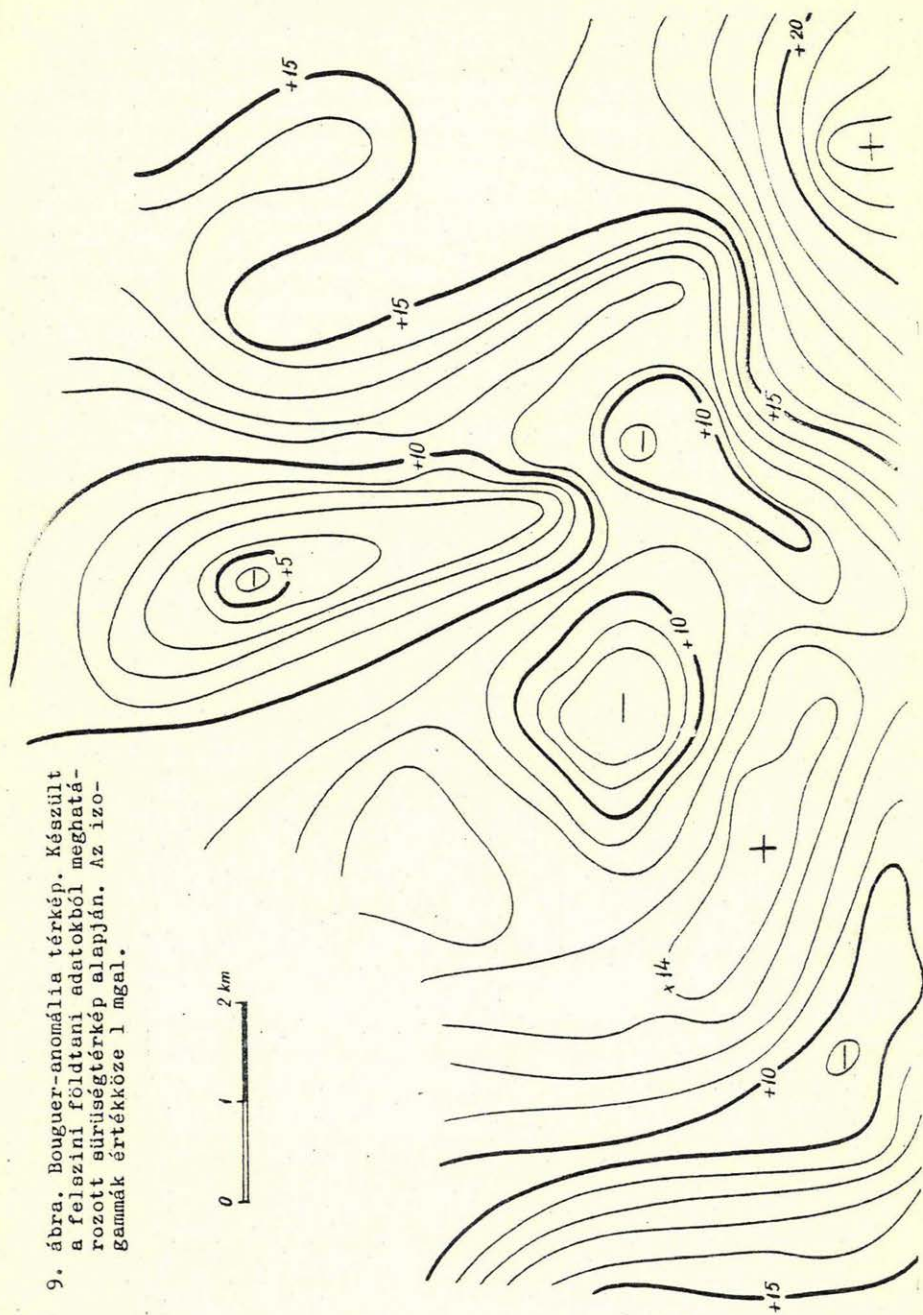


7. ábra. Bouguer-anomália térkép
 $\sigma = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ állandó sűrűséggel számolva.
 Izogalok értékköze 1 mgal.



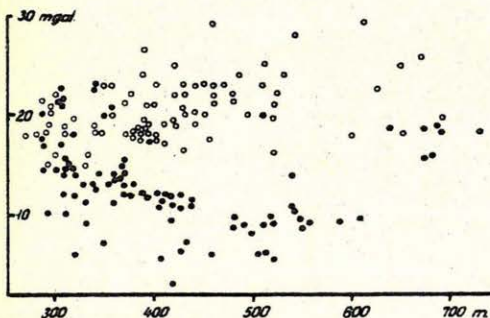
8. ábra. Felszíni földtani adatok alapján készült átlagsűrűség térkép. Az azonos sűrűséget jelentő vonalak értékköze $0,1 \text{ gr/cm}^3$ /folytonos vonallal jeölve/. A földtani formációk határát szaggatott vonallal jelöltük.

9. ábra. Bouguer-anomália térkép. Készült a felszíni földtani adatokból meghatározott sűrűségterkép alapján. Az izogammák értékköze 1 mgal.

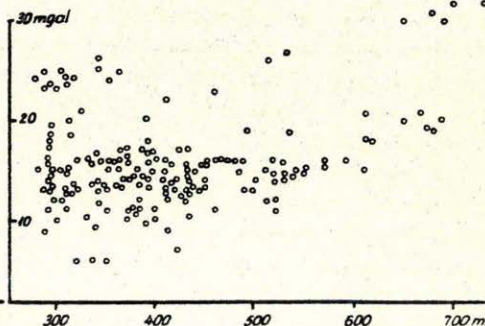


A gravitációs osztály szintén készített sűrűségterképet erről a területről a földtani térkép bizonyos egyszerűsítése, összevonása alapján és a területre vonatkozó mélyfúrási adatok figyelembevételével (8. ábra). Az ábrán szaggatott vonal jelzi a különböző sűrűségű földtani formációk határát. Az ugrásszerű sűrűségátmenet elkerülése érdekében sűrűség-lépcsőt tételeztek fel, vagyis a geológiai határ mindkét oldalán szimmetrikusan 500 m-ként $0,1 \text{ gr/cm}^3$ sűrűségváltozást alkalmaztak. Ez a sűrűségterkép csak nagyon nagy vonalakban mutat némi egyezést a gravitációs mérések alapján számolt sűrűségterképpel. Ha ezen az alapon is elkészítjük a Bouguer-anomália térképet, akkor első pillanatra ez a kép már esetleg megnyugtatóbbnak látszik (9. ábra). Azonban, statisztikai diagrammot készítve, amelyen az állomásmagasságok függvényében az anomáliaértékeket ábrázoljuk úgy, hogy a nagyobb és kisebb sűrűséggel számolt anomáliaértékeket megkülönböztetjük, látható, hogy a diagramm alapján elkülönülve helyezkednek el a nagyobb sűrűséggel számolt állomásiértékek. A túlkompensáltság tehát szembetűnővé válik (10. a és 10. b ábrák).

10/a.



10/b.



10. ábra. Statisztikai diagramm a mért állomások Bouguer-anomáliái alapján. A 10/a. ábrán üres karikák jelzik az $1,9 - 2,2 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel, a sötét pontok a $2,3 - 2,6 \text{ gr/cm}^3$ -rel számolt anomáliákat. Az egyes állomások sűrűségértékeit a földtani térkép alapján állapították meg. A 10/b. ábrán valamennyi állomást egységesen $6 = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel számoltuk. Mindkét ábrán csak a 250 m feletti állomásokat (kb. 200 állomást) tüntettük fel.

Figyelemreméltó hiba adódhat a változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térkép elkészítésénél a sűrűséghatárok és sűrűségátmenetek ki jelölése és megválasztása következtében is. Hamis anomáliák jelentkeznek, mint ez például az egyik-hegység Bouguer-anomáliáinak elkészítésénél is szembetűnő volt. O. Vecchia a Geofisica Pura e Applicata-ban ismertetett egy módszert, amivel ez a sűrűséghatár-probléma megoldható. Ha ugyanis a földtani alapon készült sűrűségtérképre, amelyen ugrásszerű sűrűségváltozások vannak, egy, a kartografikus hatás kiolvasásához hasonló körszektorokra osztott rasztert helyezünk, az egyes graviméteres állomások pontjaiban, és kiolvassuk az egyes szektorok sűrűségértékét, megfelelő súlyozással olyan átlagsűrűség értékeket kaphatunk, amelyek már folyamatosan változnak. Sajnos, ez a módszer, amellet, hogy rendkívül hosszadalmas, ugyancsak nem adhat jó eredményt, mert az alapul felvett földtani térkép főleg a horizontális sűrűségváltozásokra jellemző.

Természetesen a leírt módszerekkel végzett kísérleti számítások egyes területek gravitációs kiértékeléséhez esetleg értékes adatokat nyújthatnak, de általában elmondhatjuk, hogy az eddig ismert módszerek nem adnak megnyugtató eredményeket. Az értelmező csak akkor tud a változó sűrűséggel számolt izogal térképből földtani következtetéseket levonni, ha egyidejűleg az alkalmazott sűrűségtérkép is rendelkezésre áll. A két térkép együttes szemlélése pedig csak nehézkessé teszi az értelmezést. Hazai gyakorlatban ezért mind a részletmérések, mind pedig az országos gravitációs kép megszerkesztésénél állandó sűrűséggel, mégpedig az ország legnagyobb területén legjobban bevált $\sigma = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel számolunk.

Végül is be kell látnunk, hogy az értelmezés tulajdonképpen az u.n. "inverz probléma" megoldása kíván lenni: adott térerősségeloszlásból a ható tömegre akarunk következtetni. Ismeretes, hogy a probléma tényleges megoldása még egészen leegyszerűsített esetben is mennyire komplikált feladat. Remélhetőleg az elektronikus számológépek segítségével további lépéseket tehetünk előre, de a Bouguer-korrektció sűrűségértékének megválasztásától nem szabad várni a feladat megoldását.

Elvileg is helyesen járunk el állandó sűrűség alkalmazásával. Ekkor ugyanis azt tesszük fel, hogy minden sűrűség-többlet, vagy sűrűség-hiány anomáliának számít, ami egy alapul felvett sűrűség-értéktől eltér, akár a tengerszint alatti, akár a tengerszint feletti tömegről van szó. Az átlagsűrűség ekkor egy vonatkoztatási sűrűséget jelent. Ezáltal lemondunk arról az általában teljesíthetetlen követelésről, hogy a tengerszint izoanomáliáit ábrázoljuk, de nem viszünk feleslegesen olyan bizonytalanságokat is a mért értékbe, amely megnehezíti a gravitációs mérések

értelmezését. Ám ha fel is tesszük, hogy valamilyen módon pontosan meg tudnánk határozni minden egyes állomás esetében a helyes átlagsűrűség értékét; kérdés, hogy többet mondana-e az így változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térképnél? Az előbbi esetben ugyanis eltűnnének azok az esetleg gyakorlatilag is fontos anomáliák, amelyek a tenger szintje feletti hatóktól származnak. Eleve lemondhatnánk tehát arról, hogy a Bouguer-anomália térképből bármit is tudjunk mondani a tengerszint feletti szerkezetről.

Természetesen tisztában vagyunk az így számolt Bouguer-anomália kép értelmezhetőségének korlátaival. Ezért kerülnek egyre inkább előtérbe a különböző maradék-anomália módszerek is, azonban ezeken túlmenően gondolhatunk arra is, hogy a graviméterrel mért értékeket a megszórt anomália térképek helyett esetleg más módon is értelmezhetővé lehet tenni.

IRODALOM

1. R.Vajk: Bouguer Corrections with Varying Surface Density. (Geophysics XXI. 4. 1956.)
2. R.Vajk and N.Van Der Sleen: Standardization of Gravity Survey Procedures. (Geophysics XXIV. 3. 1956.)
3. D.S.Parasnis: A Study of Rock Densities in the English Midlands. (Geoph.Suppl. 6. 1951.)
4. Renner János: Jelentés az országos gravitációs feldolgozás számára készült átlagsűrűség térkép készítéséről. 1959.
5. S.Hammer: Density Determinations by Underground Gravity Measurements. (Geophysics XV. 4. 1950.)
6. O.Vecchia: Le densità nella gravimetria in montagna. (Quad. di geof. appl. XVII-XIX. 1957-58.)
7. Scheffer Viktor: A hegyes vidékeken végzett graviméter mérések magassági korrekcióiról. (Föld.Közl. LXXVII, 1947.)
8. Egyed László: Átlagsűrűség meghatározás gravitációs módszerekkel. (Bány. és Koh. Lapok, LXXXII, 4., 1949.)
9. Egyed László: Új módszer az átlagsűrűség meghatározására. (Geof.Közl. IV. 2., 1955.)
10. Nettleton: Determination of Density for reduction of Gravimeter Observation. (Geophysics, IV. 3., 1939.)
11. S.Hammer: A new Calculation Technique for Quantitative Interpretation in Gravity Prospecting. (Only abstract, Geophysics, XII. 3., 1947.)
12. J.T.Whetton; J.O.Myers and R.Smith: Correlation of Rock Density Determination for Gravity Survey Interpretation. (Geophy. Prosp. V. March, 1957.)

13. H.Jung: Dichtbestimmung im anstehenden Gestein durch Messung der Schwerebeschleunigung in verschiedenen Tiefen unter Tage. (Zeitschrift für Geoph. XV., 1939.)
14. Izumi Yokoyama and Hirokazu Tajima: A Gravity Survey on Volcano Huzi, Japan, by Means of a Worden Gravimeter. (Geophisica Pura e Appl., Vol. 45, 1960.)

A. Pintér - Z. Szabó

A SIMPLE METHOD FOR CALCULATING THE GRAVITATIONAL REGIONAL AND RESIDUAL EFFECT

With modern gravitational measurements there is a need for separation of the regional and residual effects. Till now, both numerical and graphical methods neglected regional maps. The method, presented here, is more simple and fast than the others, and it produces two maps, one for the regional anomaly and one for the residual effect.

In the second part the method discussed above is applied to a special interpretation problem in some mountains.

GRAVITÁCIÓS REGIONÁLIS ÉS MARADÉK ANOMÁLIÁK SZÁMITÁSÁNAK EGYSZERŰ MÓDSZERE

Pintér Anna és Szabó Zoltán

A gravitációs mérések értelmezésénél egyre inkább kevésnek bizonyul a Bouguer-anomália kép. Ez a probléma hazánkban különös jelentőséggel bír, tekintettel arra, hogy az ország területének már jelentős hányadát gravitációs hálózat borítja. Tehát amennyiben a gravitációs mérésekből újdonságot akarunk kiolvasni, akkor a nyers anomália képet kénytelenek vagyunk összetevőire bontani. (1. ábra)

Mielőtt erre a problémára rátérnénk, először vizsgáljuk meg, hogy tulajdonképpen milyen tényezők játszanak szerepet az anomáliák létrejöttében. A nehézségi erő anomáliáit a sűrűségkülönbségekben jelentkező földtani hatók okozzák. Ezt megzavarhatják a korrekciók számításának fogyatékoosságai, a műszerek és a mérések hibái.

A mérések kiértékelése során létrejövő anomáliákat tehát a fent említett tényezők közösen hozzák létre. A kapott anomáliákat jellegük szerint - szovjet szerzők nyomán - a következőképpen osztályozhatjuk:

a) Zonális anomáliák: ezeknek tereit kisméretarányú térképeken ábrázolják, 10-20 milligal térközökkel az egyes izovonalak között. A zonális anomáliák mennyiségei elsősorban a normális képletektől, a geoidundulációtól, a földkéreg mélységi szerkezetétől, tehát általában olyan tényezőktől függenek, melyeknek hatása kiterjed a földfelület nagy egységeire. A zonális anomáliáknak szerepe a geodéziai feladatok megoldásánál van. (Az egyenlítői normális érték meghatározása, az ellipszoid lapultságának megállapítása.) Másrészt ezeknek alapján választhatók el egymástól a geoszinklinális és a táblás területek.

b) Regionális anomáliák: 500 ezresnél nagyobb méretarányú térképeken ábrázolják 2-10 milligalnyi értékkel. A regionális anomáliákat főleg a földkéreg legfelső 10-15 km-es mélységeiben települő rétegek és szerkezetek okozzák. Ezeket az anomáliákat eredményesen lehet felhasználni a kristályos alaphegység szerkezetének felderítésére.

c) Lokális (maradék) anomáliák: ezeket a hatásokat részletes felmérések alapján lehet tanulmányozni. Az izogammák értékkeze 1 mgal vagy ennél kisebb. Ásványkincsek kutatásánál lényeges szerepük van.

d) Elemi (pontoszerű) anomáliák: terük összemérhető az állomástávolságokkal. Okozói elsősorban a műszer közvetlen közelében települt kis anomáliás tömegek és másodsorban a műszerek hibái, vagyis olyan zavarok, melyek csökkentik a mérések pontosságát.

A fenti anomália típusok természetesen egymásra rakódva jelentkeznek, külön-külön csak úgy lehet tanulmányozni őket, ha hátterüket leválasztjuk.

A négy anomáliacsoport közül nyersanyagkutatás szempontjából bennünket elsősorban a regionális és a lokális anomáliák érdekelnek. A regionális anomália jellemzője, hogy aránylag nagy területre terjed ki, egyenletesen változik, sima lefutású. A lokális anomália ezzel szemben kisebb kiterjedésű, hirtelen és rendszertelen változásaival rátelepszik a regionális anomáliára és az összképet zavarttá teszi. A két hatás szétválasztásának rendkívül nagy a jelentősége, de pontos megoldása nincs. Az egyes tényezők hatását csak közelítéssel lehet meghatározni. A lokális terek kijelölése azt a célt szolgálja, hogy megkönnyítse az észlelések eredményeinek az értelmezését. Természetesen ezt a célt csak akkor érjük el, ha a szétválasztás eredményeként a lokális terek nem szenvednek torzulásokat, lehetőleg megtartják eredeti intenzitásukat, méreteiket, alakjukat.

A két különböző hatás szétválasztásának különös jelentősége lehet olyan területeken, ahol ellentmondás jelentkezik a gravitációs eredmények és a szeizmikus módszerrel kapott eredmények között. Megjegyzem azonban, hogy ezeknek az ellentmondásoknak vizsgálatánál mindig szem előtt kell tartani a két módszer elvi alapjainak különbözőségét. S bár közöttük bizonyos összefüggés áll fenn, de ezt annyi másodlagos tényező zavarhatja meg, hogy a két módszer eredményeinek teljes megegyezése inkább a körülmények szerencsés összjátékának, semmint törvényszerűségnek tekinthető.

A szóbanforgó tényezők szétválasztására, mint már említettem, inverzális és exact eljárás nem ismeretes. A megoldás keresése során számos eljárás született, és ezen eljárások elsődleges és kizárólagos célja kivétel nélkül a maradékhatások nyérése. A regionális hatást minden

esetben elhanyagolják, pedig sok esetben éppen ez az összetevő az, mely értékes felvilágosítást nyújthat nagyszerkezeti viszonyokról és a fő tektonikai vonalak irányáról.

Az eddig kidolgozott eljárások két végletben mozognak; az egyik véglet a grafikus módszer, amikor az interpretátor pusztán szemre huzza be a maradékanomáliák konturjait. A másik véglet pedig bonyolult matematikai úton, sorfejtések és integrálok közelítő megoldása révén igyekszik közelférkőzni a probléma megoldásához, pedig a részterek kijelölése elsősorban geológiai és nem matematikai feladat. Sőt olyan matematikai eljárás alkalmazása, amely nincs összhangban a geológiai viszonyokkal, gyakorlati szempontból nemcsak haszontalan, hanem egyenesen káros lehet, mert a különböző terek közötti összefüggések torzulást szenvednek és ez csak az értelmezés feltételeit rosszabbítja. A matematikai eljárások másik hátránya a szemléletesség hiánya, a 10^{-9} , 10^{-15} nagyságrendek könnyen megzavarhatják a szemléletet, különösen azokat, akik az eredményeket készen kapják és nincsenek tisztában a kiértékelés problémáival.

Az említett okok kiküszöbölése céljából megpróbáltuk pusztán empirikus úton egy olyan eljárás kidolgozását, mely kevesebb szubjektív elemet tartalmaz, mint a grafikus módszer, mégis megtartja szemléletességét.

Célunk az volt, hogy minden egyes állomásra külön-külön megállapítsuk egy ρ sugaru környezetben az anomáliák átlagértékét, és ezt az értéket tekintjük azután az illető állomás regionális anomáliájának.

Ebből a célból koncentrikus körökből álló rasztert készítettünk, a legbelső kör sugarát 1 km-nek választottuk, mert a feldolgozásra váró területen ez tekinthető átlagos állomástávolságnak. A következő körök sugarait a legbelső sugár egészszámu többszöröseinek választottuk. Itt jegyzem meg, hogy az állomástávolságot mindig úgy kell megválasztani, hogy az megfeleljen a várható ható mélységének. Ebben az esetben a közeli zavaró hatások elemi anomáliaként jelentkeznek és könnyen kiszűrhetők az általános képből.

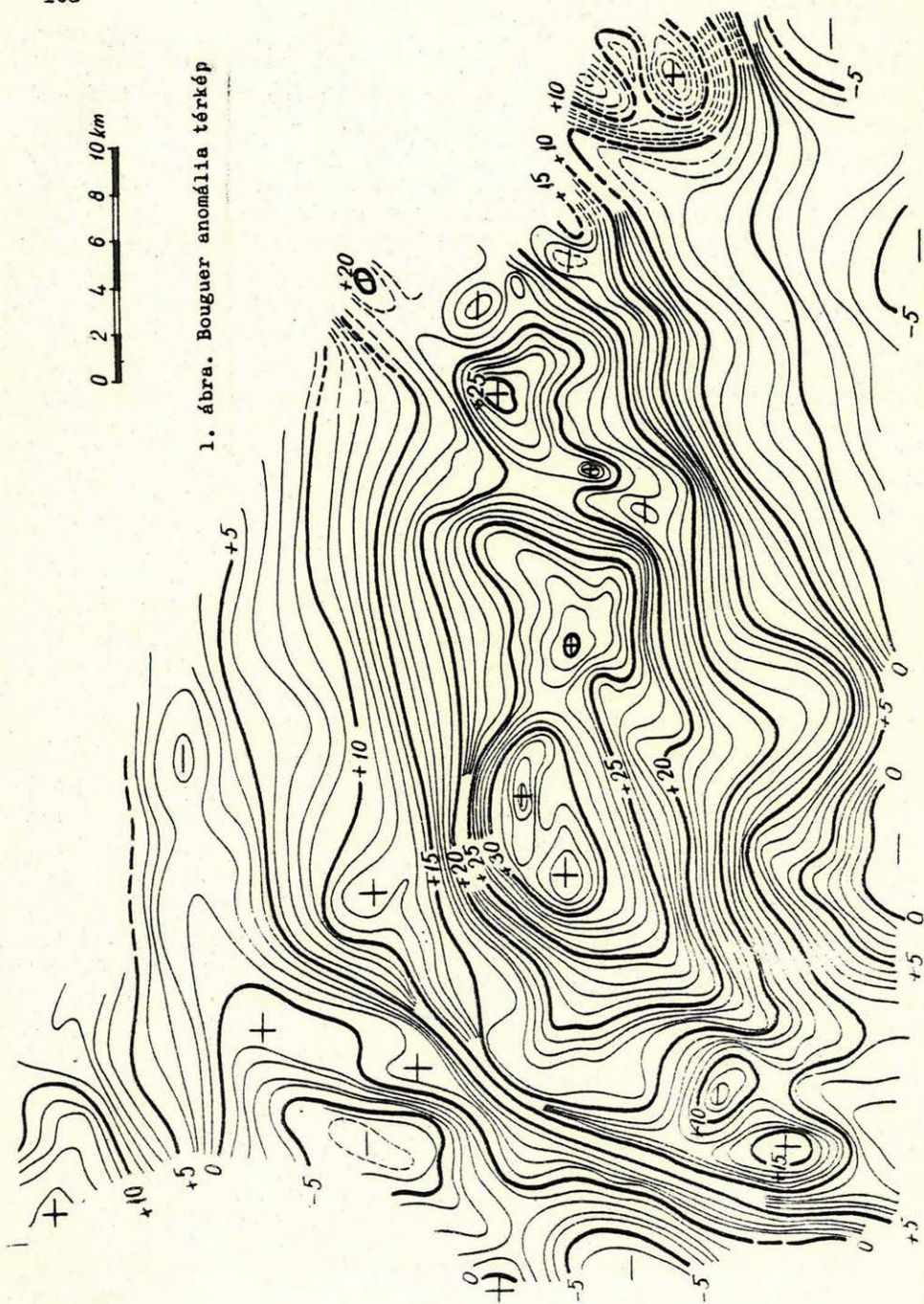
A raszter szerkesztésével kapcsolatban két probléma merült fel, egyik, hogy miként állapítsuk meg az egyes körökön a helyes átlagértéket, a másik pedig, hogy mekkorára válasszuk a sugarat, ami gyakorlatilag a körök számának meghatározását jelenti.

Az egyes körök mentén a Bouguer-anomália átlagértékét úgy határoztuk meg, hogy kiolvastuk a kör 4, 6, 8, ill. 16 körszimmetrikusan elhelyezkedő pontján a g értékeket és ezek számtani közepét vettük. A 16 ponton történő leolvasásból nyert középértéket fogadtuk el valóságos átlagértéknek. Próbaképpen néhány állomásra elvégeztük a kiolvasásokat

0 2 4 6 8 10 km



1. ábra. Bouguer anomália térkép



annak eldöntése céljából, hogy az egyes körökön mennyi az a minimális pontszám, melyen elvégezve a kiolvasást, eredményül a kör menti valószínűségi átlagértéket kapunk. Eredményeinket az alábbi táblázat tartalmazza:

Pontok száma:	4	6	8	16
I. r 1 km	23,4	23,4	23,4	23,4
2 "	21,4	21,7	22,3	22,2
3 "	19,4	19,6	20,2	19,8
II. r 1 "	14,2	14,2	14,2	14,2
2 "	14,3	14,3	13,9	14,2
3 "	14,3	14,2	14,2	14,2
III. r 1 "	16,2	16,2	16,2	16,2
2 "	14,9	14,9	14,9	14,9
3 "	14,5	14,4	14,2	14,2

A kapott eredményekből azt a tapasztalatot szűrtük le, hogy a belső két körön elég 4-4, a külsőn pedig 8 ponton kiolvassuk a Δg értékeket ahhoz, hogy az egyes körök mentén a helyes átlagértéket nyerjük.

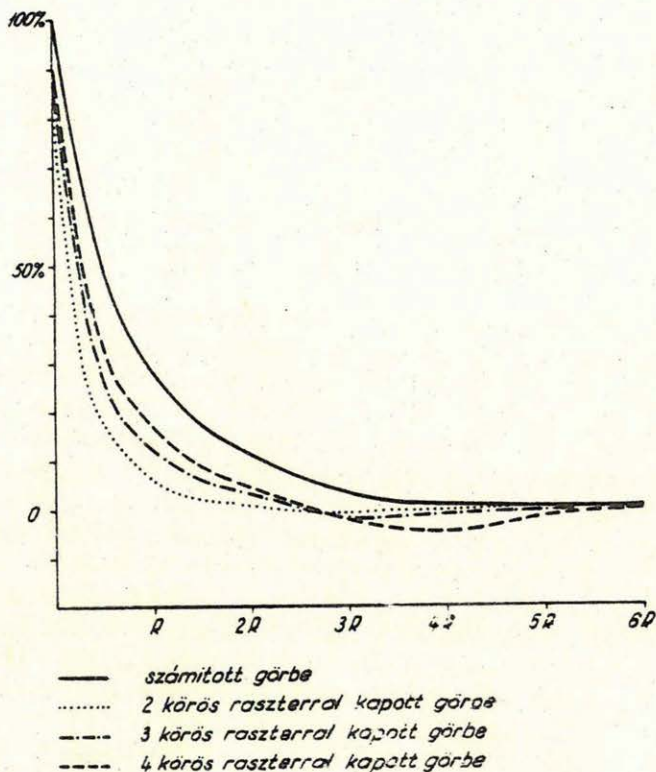
A másik probléma volt a sugár, azaz a körök számának meghatározása. A következőképpen jártunk el: kiszámítottuk egy gömbalaku tömeg gravitációs hatását és ábrázoltuk a gömb epicentrumától való távolság függvényeként. Ezután a szóbanforgó gömböt úgy tekintettük, mint egy járólékos anomáliás tömeget, mely egy minden irányban végtelen kiterjedésű vízszintes réteg tetején helyezkedik el. Hatását az általunk szerkesztett raszter segítségével határoztuk meg, mégpedig úgy, hogy először csak két kört vettünk figyelembe az átlagérték meghatározásánál, azután hármat, ill. négyet. A kiolvasó diagram kezdő körének sugarát a gömb középpontjának felszíntől való távolságával vettük azonosnak. Így nyert eredményeinket az alábbi ábrán mutatjuk be. (2. ábra)

Az ábrán látható, hogy az elméleti görbét legjobban a négykörös raszterrel számított értékek közelítik meg, de a hatómélység négyszere-sének megfelelő epicentrális távolságban fiktív negatív anomália lép fel, melynek nagysága mindössze az egész hatás 4-5%-a, mégis zavarokat idézhet elő. Ez a fiktív negatív anomália-sáv a kétkörös raszternél a legkisebb, ennél viszont a nyert értékek meglehetősen távol esnek az elméleti értékektől. Mindent egybevetve legjobbnak a háromkörös raszter látszik, mert itt az értékek megközelítik az elméletileg kiszámított értékeket és a negatív anomália-sáv sem haladja meg az egész hatás 2%-át.

Végeredményben tehát az adódott, hogy legjobb és leggazdaságosabb a háromkörös raszter, a belső két körön 4-4, a külsőn pedig 8 ponttal.

A számítás menete a következő: a raszter középpontját az állomásra helyezzük és a megfelelő pontokon kiolvassuk a Δg értékeket. Az így

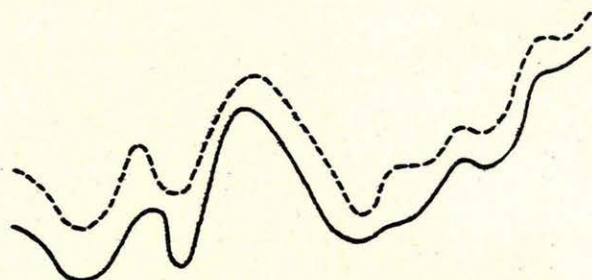
nyert adatok átlagértéke lesz az illető állomás regionális anomáliája, melyet levonva az állomás g értékéből a maradék hatást kapjuk.



2. ábra.

A fenti módon kidolgozott módszerünkkel kiszámítottuk, ill. megszerkesztettük az egyik hegység maradék és regionális anomália térképét. Eredményeink ellenőrzéseként két szelvény mentén kiszámoltuk a gyakorlatban már elfogadott és általánosan alkalmazott Elkins-féle eljárással is a maradék anomáliát. A két különböző módszerrel kapott görbék lefutásban tökéletes egyezést mutatnak, természetesen a dimenziók és a nagyságrendek különböznek. (3. ábra)

A módszer alkalmazhatóságának feltételei megegyeznek az eddig ismeretes eljárások használhatóságának feltételeivel, nevezetesen lehetőleg egyenletes hálózatu és kellő pontosságú mérés.



--- Elkins-féle módszerrel kapott görbe
 — Egyszerű módszerrel kapott görbe

3. ábra.

A számítás gyors és egyszerű, lényegesen gyorsabb és egyszerűbb, mint az eddig alkalmazott számítások bármelyike. Két gyakorlott számoló naponta kb. 100 állomás értékeinek kiolvasására és kiszámítására képes, ez több, mint kétszerese az egyéb módszerekkel elérhető teljesítménynek. További előnye, hogy eredményeinkből regionális anomália térképet is szerkeszthetünk, mely sok esetben értékesebb lehet, mint a maradék-anomália kép.

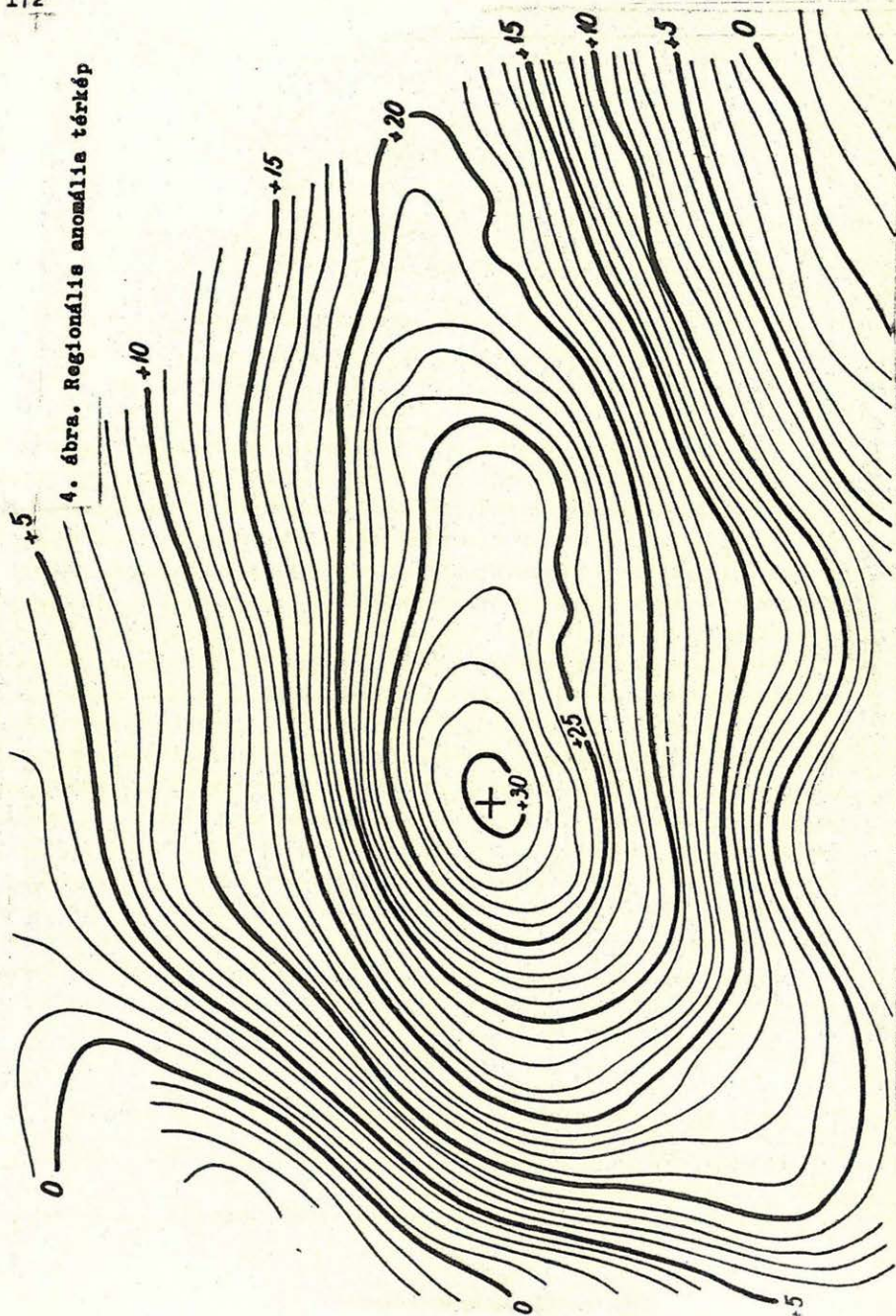
Természetesen ugyanilyen módon járhatunk el Eötvös-inga mérések eredményeinek értelmezésénél is. Az eljárás azonban ebben az esetben bonyolultabbá válik, tekintettel arra, hogy a gradiens irányított mennyiség. A módszer alkalmazása során először az U_{xx} és az U_{yz} értékek izovonalas térképeit kell megszerkeszteni. A tapasztalat azt mutatja, hogy az izovonalakat elegendő ötösével megszerkeszteni, mert ellenkező esetben túlságosan bonyolult térképet kapunk. A továbbiakban ugyanúgy kell eljárni, mint a graviméteres mérések kiértékelésénél. A regionális gradiens komponenseit levonva a mért komponensekből megkapjuk a maradék gradiens összetevőt.

Ez a dolgozat a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Gravitációs osztályán készült.

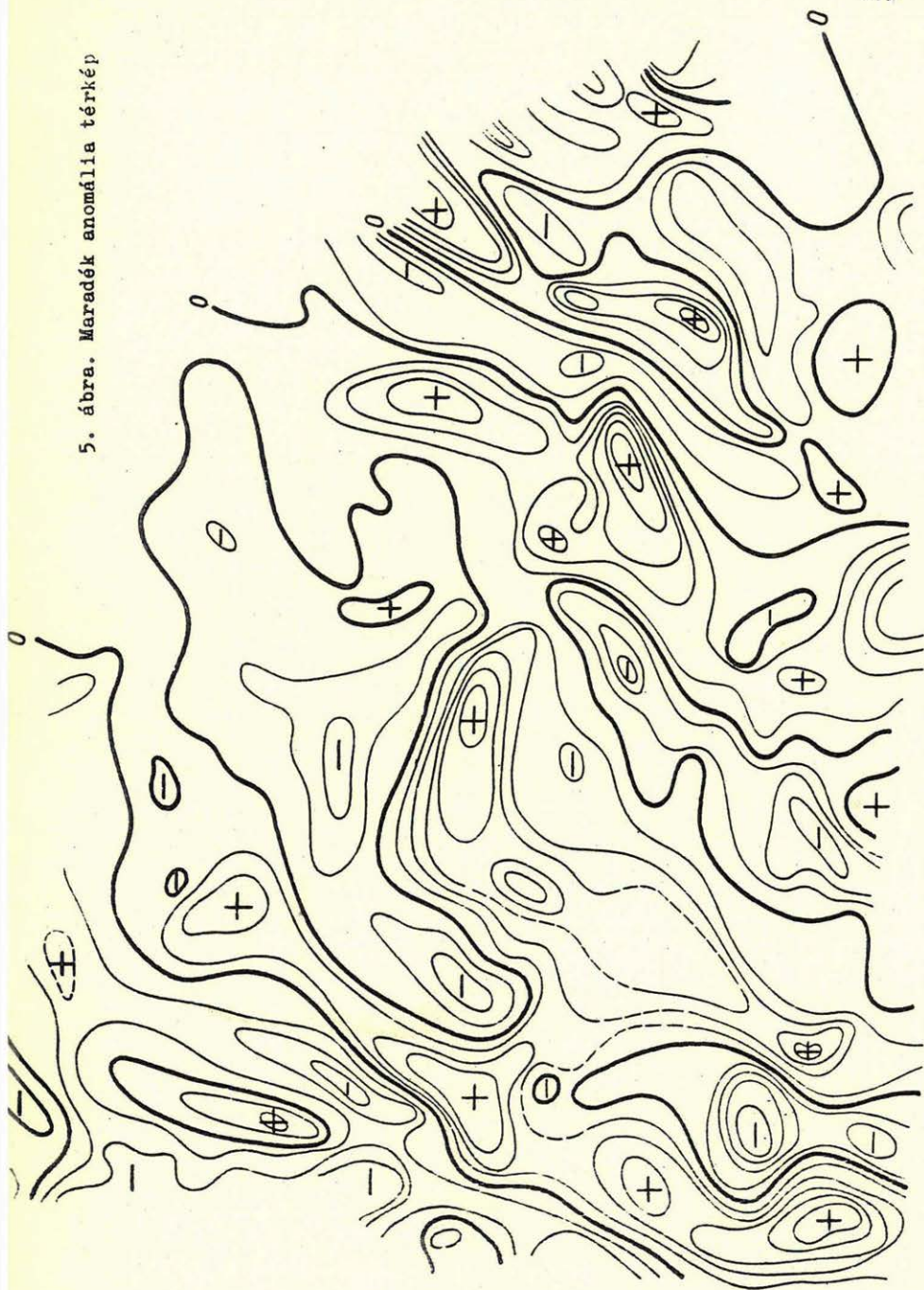
IRODALOM

- Egyed L.: A regionális anomáliák elvi kérdéseiről. Geofizikai Közlemények V. 3.sz. 1956.
 Elkins: The second derivative method of gravity interpretation Geophysics No 1. 1951.
 Maloviczko: Metodi analiticeszskovo prodolzsenija ... Moszkva 1956.

4. ábra. Regionális anomália térkép



5. ábra. Maradék anomália térkép



B.Radler - I.Szemerédi - A.Ujfalusi

SOME QUESTIONS OF PRINCIPLES ENCOUNTERED WITH THE APPLICATION
OF CORRELATION REFRACTION MEASUREMENTS IN HUNGARY

With the correlation refraction seismic works made in Hungary some problems arose concerning the measuring and computing methods as applied thus far. Such are e.g. the development of suitable observational systems, the choice of the frequency-interval to be used with the recording, the exploitation and correct interpretation of qualitative dynamical data as they can be found on the seismograms in tracking the refracting interfaces. The aim of the investigation must be to arrive at the full scale application of modern refractive methods with the seismic investigations in our country.

A KORRELÁCIÓS REFRAKCIÓS MÉRÉSEK HAZAI ALKALMAZÁSÁNAK NÉHÁNY
ELVI KERDESE +)

Rádler Béla - Szemerédi Pálné - Ujfalusi Antal

A refrakciós mérések magyarországi alkalmazása az utóbbi években egyre inkább előtérbe került. Ennek fő oka a geológia részéről megadott feladatok természetében keresendő.

Nem állítjuk azt, hogy minden olyan geológiai probléma, melynek megoldásához szeizmikus refrakciós módszert alkalmazunk, minden körülmények között csak ezzel a módszerrel oldható meg, azonban kétségtelen az is, hogy olyan típusú feladatoknak, melyeknek megoldására a refrakciós korrelációs módszer előnyösebb a többi módszernél, széles skálája van (vertikális kontaktusok kutatása, egészen sekély kutatás, stb.).

Célunk egy-két elvi probléma tisztázása, melyek főképpen azért merülnek fel, mert a Magyarországon alkalmazott u.n. "fáziskorrelációs" refrakciós eljárásnál tökéletesebb eljárást is ismerünk, sőt ~~alkalmazunk~~, közel egy év óta. Ezek alapján úgy gondoljuk, hogy Magyarországon célszerű lenne teljes mértékben áttérni a modern refrakciós mérési eljárás alkalmazására. Az előadás célja tehát nem valamely kutatott területen kapott eredmények ismertetése és elemzése, hanem kizárólag a problémák elvi felvetése. Gyakorlati példákra csak annyiban támaszkodik, amennyiben ezokat egyes elvi kérdések tisztázásához szükségesnek láttuk.

Ezt a tényt, hogy a refrakciós eljárás modernebb változatának alkalmazása csak az utóbbi időkben merült fel, részben a következő okokkal

+) A dolgozat a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1961. április 7-1. ankétján elhangzott előadást tartalmazza.

magyaríthatjuk:

1. Szakembereink csak részben ismerkedtek meg az erre vonatkozó külföldi irodalommal és tapasztalatokkal.

2. Túlságosan nagy szerepet tulajdonítottunk, egyes elméleti megfontolásokon alapuló feltevéseknek.

Igaz, hogy ezeknek a problémáknak van bizonyos szerepük (saját folyamatok, geofon-talaj csatolás karakterisztikája, stb.), de korántsem olyan veszélyesek, mint ahogy ezt általában beállítjuk. Tanulmányozásuk feltétlenül megérdemel bizonyos munkát, de ezzel nem a módszer elvetéséhez, hanem mélyebb és alaposabb megértéséhez juthatunk csak el.

A hazai irodalmat tanulmányozva, a refrakciós eljárást általában a következő alapvető tulajdonságok jellemzik, ill. jelemesték.

1. Az észlelési rendszerekből gyakran hiányzik a fedő útidőgörbék fogalma. A rendszerek kialakításánál általában olyan elképzeléshez tartottuk magunkat, hogy az így kapott felületelemek ne legyenek túlságosan távol egymástól. Ezeket összeköttöttük, tehát a folytonos határfelületet mi állítottuk elő. Jelentős részükről több esetben nem áll rendelkezésünkre semmiféle információ.

2. A szeizmogramokon csak a rezgések kezdetének a gyakorlatilag észrevehető idejét jelöltük ki és vettük figyelembe, ill. mindig erre törekedtünk.

3. A szerkesztésnél az általánosan ismert sugárutakon felépülő időellenőrzéses szerkesztési eljárást használtuk. Ugyancsak feltételeztük a határfelületek sík voltát, valamint azt is, hogy a megszerkesztett refraktáló réteghatár sebessége a következő alatta elhelyeskedő refraktáló határig konstans.

Észlelési rendszerek

A refrakciós korrelációs méréseknél az alapvető észlelési rendszerek metodikája döntő kérdés. Ahhoz, hogy valamennyi, vagy néhány kitüntetett refraktáló határfelület mélységi, és dőlés-viszonyait, valamint határsebességét megbízhatóan ismerhessük - megfelelő észlelési rendszereket kell kialakítanunk.

Jelen esetben részletesen a hosszirányú vonalak lövési rendszerével kívánunk foglalkozni.

Hosszirányú szelvényeknél célunk mindig egy, vagy több határfelületről érkező hullámok nyomkövetése. Ezt biztosíthatja, ha u.n. teljes észlelési rendszert alakítunk ki. Ez azt jelenti, hogy folyamatos határfelület esetén a megfelelő hullám fázisait folyamatosan korreláljuk az egész vonal mentén és a különböző robbantópontoknál a kölcsönös pontok alapján azonosítunk.

A nem teljes rendszerek kialakítása esetén nincs teljes mértékben kapcsolódás a kölcsönös pontokban és így a hullámok azonosításánál fel kell használnunk a fedő útidőgörbék párhuzamosságát és a hullámok dinamikai jellegét.

A feladattól függ, hogy mikor melyik rendszert kell használni. Abban az esetben, ha a kutató határfelületről kapott beérkezések domináló jellegűek és dinamikai jellegzetességeik alapján biztosan elkülöníthetők más határfelületekről kapott beérkezésektől, a teljes lövési rendszer alkalmazható. Ellenkező esetben ez nem kielégítő, mert pl. egy interferencia zónán keresztül haladva könnyen fázist téveszthetünk, vagy a folyamatos korrelálás nem felel meg folyamatos határfelületnek. Ilyen esetben egyetlen megoldás a teljes rendszernek fedőágakkal való kibővítése. Gyakorlati szempontból jobban megfelel a nem teljes észlelési rendszerek készítése, ha a fedőágak párhuzamossága és a hullámok dinamikai tulajdonságai megbízhatóan egyértelművé teszik a szükséges határfelület nyomkövetését.

Azt azonban le kell szögezni, hogy bármelyik elv szerint tervezünk, a kialakított rendszernek olyannak kell lennie, hogy a kérdéses határfelület folyamatos nyomkövetését lehetővé tegye.

Ezt feltétlenül megköveteli a geológiai biztonság, vagyis ne nyíljon lehetőség az egyik szintről a másikra való hibás áttérésre. Munkáink során több esetben láttunk példát arra, hogy megfelelő lövési rendszer hiányában ez előfordulhat.

Mint már említettük, a nem teljes észlelési rendszerek kialakítása gyakorlatban célszerűbb, elsősorban gazdaságossági szempontból. Ez a szempont teszi szükségessé fedőrendszer esetében is az alábbi tényezők figyelembevételét: milyen robbantópont elhelyezés, milyen hosszú ágak és hány csatornával való észlelés a leggazdaságosabb. Erre vonatkozólag egy elvi számítást végeztünk, melyet az alábbiakban ismertetünk:

Egy 1000 m mélységű, 5000 m/s határsebességű vízszintes réteg folyamatos nyomkövetése a feladat. A fedőkőzeg átlagsebessége 2000 m/s. Meg kell határoznunk az amplitúdó csökkenését a távolsággal, hogy megállapíthassuk milyen hosszú ágat kell löni úgy, hogy még kijelölhető beérkezést kapjunk. Ezután megvizsgálhatjuk, hogy töltetnöveléssel hosszabbítsunk-e ágat, vagy új robbantópontból végezzük tovább a mérést.

Az amplitúdó görbe számításához az alábbi összefüggést használtuk:

$$A = \frac{C}{f/x} e^{-\alpha_2 r_2 + \alpha_1 r_1}$$

ahol: f/x a divergenciafüggvény,

A C. konstans a töltet nagyságát és a robbantás körülményeit foglalja

magában, melynek elvi meghatározása sok problémát okoz. Jelen esetben ezzel nem foglalkozunk, mivel csak relatív számítást végeztünk a töltet sulyokkal kapcsolatban.

1 a fedőrétegben 2 a refraktáló határfelületen történő elnyelés koefficiense, r_1 és r_2 a hullám útja a fedőközegben, ill. a határfelületen.

$1 = 0,25/m.$ $2 = 0,0025/m.$ értékekkel számoltunk, ezeket az adatokat az irodalomból vettük egy olyan esetből, ahol a fedőközeg homok, homokos agyag, a refraktáló réteghatár pedig dolomit.

A divergencia függvény fokmutatóját kettőnek vettük, ugyanis irodalmi adatok szerint elég nagy x távolságra $1/x^2$ ez általában 1,7 - 2 között adódik. Mi a számítás egyszerűsítése miatt választottuk a 2 értéket.

Mivel a réteghatár horizontális, az $1/r_1$ konstans, az e^{-1/r_1} is állandó, így ez egybevonható a C konstans értékével. Marad tehát

$$A/x/ = \frac{C_1}{x^2} e^{-a_2/x-2H \operatorname{tg} i}$$

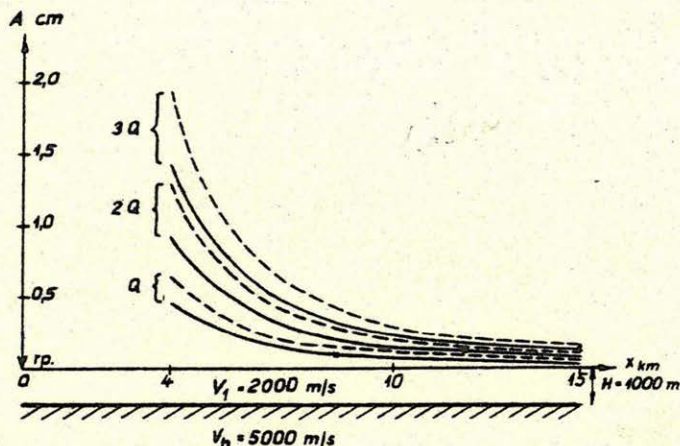
$$\begin{aligned} \text{ahol } r_2 &= x-2H \operatorname{tg} i_{v_1} \\ i &= \arcsin \frac{v_1}{v_h} \end{aligned}$$

Ezt az összefüggést számítottuk ki $x = 4$ km-től $x = 15$ km-ig 500 m-ként. Az 1.sz. ábrán szaggatott vonallal feltüntetett görbék az amplitúdó csillapodását mutatják a távolsággal abban az esetben, ha az exponenciális tagot figyelmen kívül hagyjuk. A folytonos vonallal jelzett görbék az exponenciális tag számításával készültek. Q töltetmennyiséget véve annak kétszeres, ill. háromszorosát tünteti fel a három görbe.

Az amplitúdó menetét megvizsgálva a következő megállapítást tehetjük: ha egy adott Q töltet robbantása után a robbantóponttól 4 km-re kb 5 mm nagyságú amplitúdót észlelünk, akkor a távolsággal való csillapodás következtében 8,5 km-re eltávolodva 1 mm-es amplitúdóhoz jutunk, amit nullához közeli alapzaj mellett még kijelölhetőnek fogadunk el. Ugyanezt az amplitúdót kétszeresre növelt töltet mellett 12 km, háromszoros töltet mellett 15 km távolságban érzük el.

Ha tehát az eredeti robbantóponthoz képest 6 km-re új robbantópontot telepítünk, akkor 20 %-os fedést biztosítva, Q töltetnagysággal 14,5 km-ig, 12 km-re újabb robbantóponttal 20,5 km távolságig kaphatunk hasonló amplitúdó nagyságú beérkezéseket. Nem gazdaságos tehát háromszorosára növelni a töltetet egy 15 km-es ág lövéséhez jelen esetben, amikor a Q töltet két robbantópontból megadja a kívánt eredményt ugyanarra

a hosszúságra. Ez egy 60 km hosszúságú vonalon $Q = 20$ kg töltettel számolva 480 kg helyett 360 kg felhasználást jelent, ami 25 %-os töltet-megtakarításnak felel meg.



1. ábra.

Mindezek mellett kiszámítva a geofontávolságokat úgy, hogy a megfelelő korreláció elvégezhető legyen a szomszédos csatornák között, megállapítható az optimális csatornaszám.

Felmerül természetesen azonnal az a nézet, hogy előretervezés esetén a probléma nem ilyen egyszerű, hiszen bonyolult szerkezeti viszonyok vannak, amiket előre nem ismerünk. Ez igaz, de egy-két ág belövése után egy területen hozzávetőleg tájékozódhatunk az energia viszonyáról és meghatározhatjuk közelítőleg az ág-hosszakat, melyek a leggazdaságosabban előállíthatók és megfelelőek a kiértékelés szempontjából.

Eddig munkáink során több esetben nehezítette, vagy az értelmezést lehetetlenné tette a hiányos, nem megfelelő észlelési rendszer. Nézzünk erre egy-két példát.

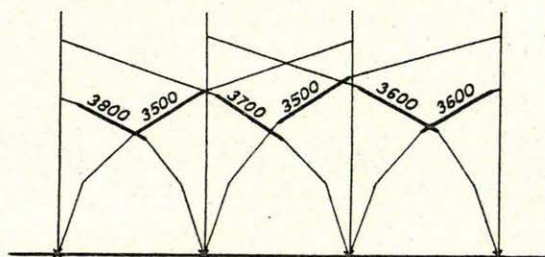
A 2.sz. ábrán feltüntetett rendszert gyakran használtuk. Vizsgáljuk meg, milyen hibákat követhetünk el.

1. Mivel csak rövid szakaszon tudjuk a felületet megszerkeszteni, nem tudjuk, hogy milyen a hiányzó részekben. Ha viszont ez a határfelület geológiailag fontos, akkor nem mindegy, hogy milyen formában egészítjük ki.

2. Ha az üledék tele van apró kiékelődésekkel, lencsékkel, vékony rétegződésekkel, könnyen áttérhetünk egyik szintről a másikra.

3. Az elkövetett hibák befolyásolják a mélyebb szintek szerkesztését és meghamisíthatják a szerkezetet.

4. Időmező módszerrel szerkesztve az ilyen rövid ágakból kiegészítésekkel egyesített útidőgörbe nem egyértelmű és semmi támpont nincs a legvalószínűbb megoldás kiválasztására.



2. ábra.

Mindezek a hibalehetőségek fennállnak abban az esetben, ha a kérdéses beérkezések egy refraktáló határfelületről érkeztek be. Kibővül azonban az elkövethető hibák száma akkor, ha még azzal is számolnunk kell, hogy nem egy határfelületet reprezentálnak ezek a beérkezések. Ez előfordulhat, ha csak kizárólag a látszólagos sebességek alapján kívánjuk meghatározni hovatartozásukat.

Feltétlenül fedőágakkal kell tehát a rendszert kiegészítenünk, hogy az itt felsorolt hibalehetőségeket kiküszöbölhessük és a kérdéses határfelület folyamatos nyomonkövetését biztosítani tudjuk.

Az értelmezés többértelműségére nézzük meg a következő példát: Vegyünk fel egy elméleti útidőgörbét (3.sz. ábra) és szerkesszük meg a hozzá tartozó határfelületet.

I. megoldás - egy szinklinálist mutató réteghatár;

II. megoldás - két különböző réteghatár.

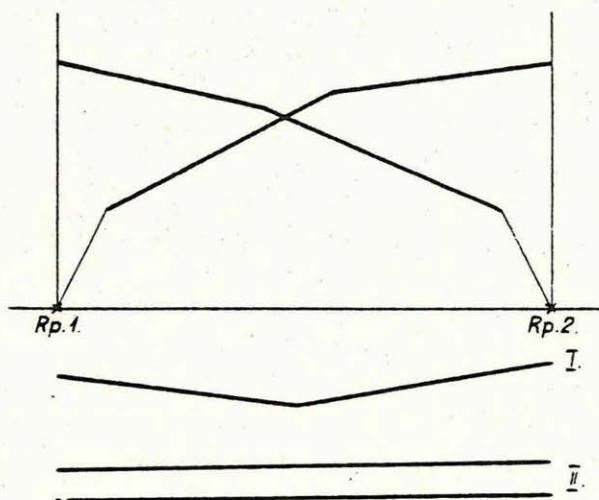
Egy ág - ellenág lövése tehát nem biztonságos megoldás.

Ha most új robbantópontot helyezünk el és tovább folytatjuk a vonalat, a robbantópont elhelyezése lényeges az értelmezés szempontjából. (4.sz. ábra.)

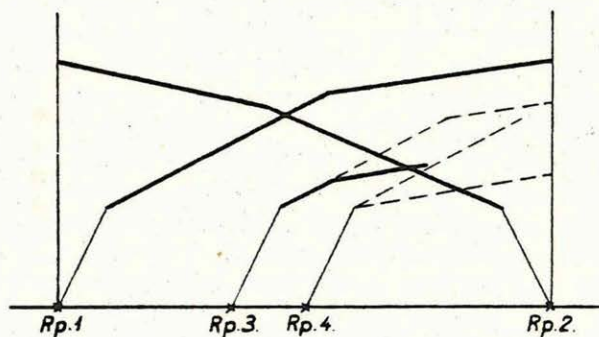
Ugy kell a robbantópontot megválasztani, (rp_3 és nem rp_4) hogy az útidőgörbe-ág kérdéses töréspontját lefedje az új ág, mert csak így lehet egyértelmű a megoldás.

A rosszul elhelyezett robbantópont eredményeként (rp_4) meghatároz-

hatunk es esetben pl. egy vertikális kontaktust, vagy egy dőlésváltozást, esetleg meghatározhatunk kiékelődést, de annak pontosabb helyét nem tudjuk megadni.



3. ábra.

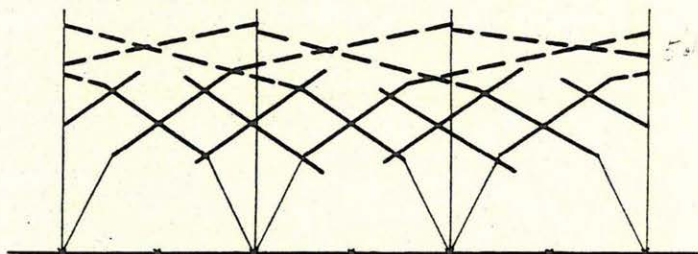


4. ábra.

Ugyanigy értelmezési problémát okoz fedőág hiányában a vetők meghatározása.

Ezen pár példa alapján is igazolva láthatjuk tehát a fedőrendszerek szükségességét a megbízható adatszolgáltatáshoz.

Lényegesen nehezíti az észlelési rendszerek tervezését, ha két, vagy több refraktáló határfelület együttes nyomonkövetése a feladat. (5.sz. ábra.)



5. ábra.

Ebben az esetben is mindig azt az elvet kell követnünk, hogy egy határfelület biztos és folyamatos nyomonkövetését csak a fedőrendszer biztosítja, tehát minden kutatott határfelületre fedőrendszert kell kialakítanunk. Ez nagy munkát és anyagi áldozatot kíván, de kielégítő eredményt csak így érhetünk el.

Végül meg kell jegyeznünk még a következőket: ha egy új területen kezdünk kutatni, az első vonalat lehetőleg a várható legnyugodtabb települési viszonyok közt kell kiválasztani, hogy minél nagyobb biztonsággal lehessen a különböző refraktáló határfelületeknek megfelelő hullámokat szétválasztani. Itt az első szelvényen teljességre kell törekedni és minden réteget figyelembe venni. Így megállapíthatjuk, hogy melyek a geológiai kívánalmaknak megfelelő szintek és ekkor már eldönthetjük, mely rétegek érdektelenek a kutatás szempontjából, tehát mit lehet elhagyni. Ezek után tervezzük meg a fedőrendszert a kiválasztott refraktáló határfelületekre.

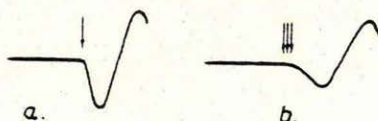
Refraktált hullámok keltése és észlelése

Mint az eddigiekből kitűnik, nagyon fontos szerepe van az energiaerjesztéshez felhasznált töltetsúlyok helyes megválasztásának, vagyis hogy olyan szeizmogramokat állíthassunk elő, melyek megfelelnek a modern

refrakciós szemlélet követelményeinek. Ehhez az szükséges, hogy a szeizmogram első részén azt a hullámot regisztráljuk, melynek nyomkövetését célul tűztük ki, ne pedig valamelyik későbbi hullámot. A két hullám összetévesztése komoly korrelációs és értelmezési hibához vezethet.

Ugyancsak fontos követelmény az is, hogy a szeizmogramon regisztrált hullám teljes alakja olvasható, látható legyen, tehát a túlságosan nagy amplitudókat, melyek a szeizmogramok egy részén olvashatatlanná teszik a jelformát, általában szintén el kell kerülni.

Ismert az a tény is, hogy az első hullám első beérkezéseit gyakorlatilag nagyon sok esetben képtelenek vagyunk a 6/a. ábrán látható hátorozott kezdőponttal rendelkező alakban előállítani. Ehelyett valamilyen bizonytalanabb kezdőpontú (legömbölyített formájú) beérkezést nyerünk. (6/b. ábra.)

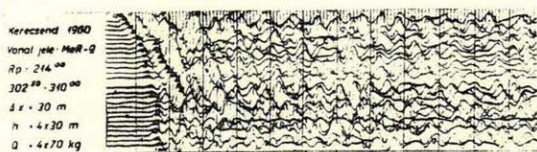


6. ábra.

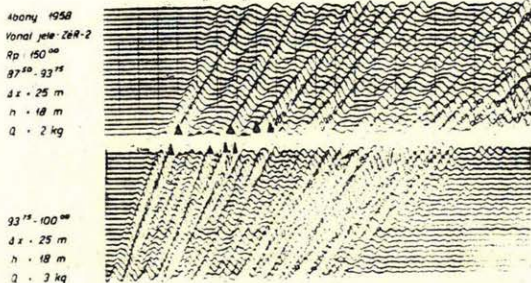
A hazai tapasztalatok azt mutatják, hogy a kiértékelők jelentős része igyekszik inkább az ilyen pontokat meghatározni, mint a hullám következő maximumát jelölni, még abban az esetben is, ha semmi kétség nem fér ahhoz, hogy az extrémális pontok egy- és ugyanazon hullám különböző fázisai. Ez a túlzott óvatosság általában alaptalan, de ha a kiértékelésnél a jelalakról egyszerűen nem veszünk tudomást, úgy természetesen nem marad más hátra, mint valóban ezen fázisok minden áron való nyomkövetése, ami gazdaságtalan, s előbb, vagy utóbb úgy is lehetetlenné válik.

Az ilyen törekvések mellett a nyert hodográfok is pontatlanabbak lesznek. Különösen alacsony frekvenciás hullámok esetében - s ilyenekkel mindig van dolgunk, ha a kutatott szintek mélysége 2-3-4 km - az első beérkezések kezdőpontjainak meghatározási pontatlansága a 0,010 s-ot is elérheti. A maximum alapján történő meghatározás ennél jóval pontosabb. (7. ábra.)

Ismeretes, hogy ezt a jelenséget a robbantáskor keletkezett hullám magasabb frekvenciájú komponenseinek a talaj által történő elnyelése okozza.



7. ábra.



8. ábra.

7-8. ábra.

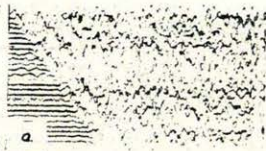
A refraktált hullám frontja kevésbé éles, mint a reflektált hullámé. A kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem eddig végzett refrakciós munkája alapján, mely regionálisan az ország jelentős területeit fedi át, arra a következtetésre jutottunk, hogy az első beérkezések kezdőpontjainak megbízható megállapítása közvetlenül a szeizmogramokról általában csak viszonylag kis robbantópont - észlelési távolság esetében lehetséges, s ha ennek ellenére is igyekeztünk ezen pontokat a szeizmogramokon meghatározni, úgy az mindig komoly hibákhoz vezetett.

A tévedések elkerülése végett nem állítjuk azt, hogy az első beérkezések kezdőpontjának meghatározása teljesen felesleges, de tapasztalataink nincsenek ellentétben azzal a Gamburcev által megállapított tényvel, hogy egy és ugyanazon hullám fázishodográfjai gyakorlatilag telje-

sen párhuzamosak, sőt lépten-nyomon igazolva látjuk ezt, amikor túlságosan intenzív felvételt vizsgálunk meg. Természetesen itt figyelembe kell venni azt a körülményt, hogy a fázishodográfok csak abban az esetben párhuzamosak az első beérkezések kezdőpontjának hodográfjával, ha az utóbbiakat interferencia jelenségek nem torzítják. A hodográfok ezen sajátosságai bizonyítékkal szolgálnak arra, hogy igenis jogos a hullámok későbbi fázisainak nyomkövetése.

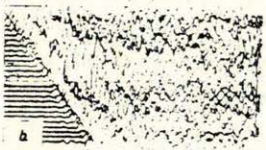
Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 15 m
Geofonok távolsága: 50 m
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: 26 csat. műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



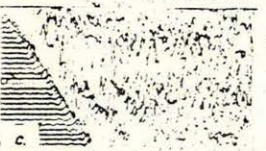
Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 15 m
Geofonok távolsága: 50 m
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: 26 csat. műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 25 m
Geofonok távolsága: 50 m
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: 26 csat. műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



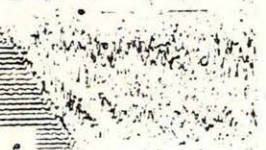
Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 25 m
Geofonok távolsága: 50 m csat. geof.
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: 26 csat. műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 15 m
Geofonok távolsága: 50 m csat. geof.
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: 26 cs. műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 15 m
Geofonok távolsága: 50 m
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: portatilis műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



Csopart száma: 3160
Felvétel helye: Tét
Vonal jele: Tét-1
Robbantás szelvényhossza: 315 m
Geofonok: 398 m, 408 m
Töltet súlya: 5 kg
Robbantás mélysége: 15 m
Geofonok távolsága: 50 m
Szűres fokozat: 3
Erősítés: 5
Műszer: portatilis műszer
Mérés időpontja: 1960. VI. 26.

398 m
408 m



9. ábra.

9. ábra.

Tekintettel arra, hogy az energiagerjesztés problémája nagy mértékben összefügg a mérések gazdaságosságának kérdésével, s a helyes tervezéssel, nagy jelentősége van annak, hogy az ország különböző területeit ilyen szempontból is megvizsgáljuk, kategorizáljuk. Ezt a munkát ezideig még nem végeztük el kielégítő mértékben.

Ismeretes az a jelenség, hogy pl. az 1-2 km mélységben elhelyezkedő, a kutatás tárgyát képező fizikai (geológiai) réteghatár refrakciós módszerrel történő nyomkövetéséhez terítésenként 10-15 kg-os töltetek is elegendők egyes területeken, míg más területeken ehhez hasonló feladat megoldásához 100 kg, vagy ennél nagyobb töltetek szükségesek, hogy mindkét esetben azonos amplitúdó nagyságot regisztrálhassuk.

Lényeges szerepet játszanak ez esetben nemcsak a területek mély szeizmogeológiai viszonyai, hanem a felszíni adottságok is. Ez utóbbiak szem előtt tartásával sikerült egyes esetekben olyan robbantópontokat megválasztanunk a kitűzött refrakciós vonal mentén, melyek lényegesen jobbaknak mutatkoztak, mint a kezdetben megjelölt pontok.

A pontok megválasztását úgy végeztük el, hogy a kijelölt robbantópontokból kisebb töltetek elrobbantásával megvizsgáltuk az energiakeltési viszonyokat, s ha azokat nem találtuk kielégítőnek, úgy a robbantópontot az eredetileg kijelölt helyétől eltérően oda tettük, ahol jobb feltételeket találtunk energiakeltési szempontból. A robbantópontok elmozdítása a kitűzött vonal mentén történt, az eredetileg megjelölt helyétől 100-200 m-re, néha 1 km-re. Azokban a robbantópontokban, melyekben az energiakeltési viszonyok rosszaknak bizonyultak, de a terepi adottságok miatt nem tudtuk a fent említett robbantópont áthelyezését elvégezni, a felhasznált töltetek nagysága adott robbantópont távolságnál az átlagosan alkalmazott töltetek többszöröse volt. Egyes esetekben pedig nem is tudtuk elérni a kívánt anyagminőséget.

Ilyen kísérletet keveset végeztünk, mert rutinmérés esetében a viszonylag szabályos lövési (észlelési) szisztémák gyorsabb előrehaladási tempót biztosítanak. Nem minden esetben kifizetődő a szabályosra tervezett robbantópont helyének változtatása, még akkor sem, ha esetleg a töltetfogyasztás bizonyos mértékig megnövekszik.

A robbantásnál keletkezett frekvenciaspektrum szempontjából ugyan csak lényeges szerepet játszik a töltet elhelyezési mélysége és nagysága is. Ilyen vizsgálatokat bizonyos mértékig elvégezhetünk, fordított lyuk-karottázs segítségével.

Hazai méréseink folyamán több robbantólyukban végeztünk fordított lyuk-karottázs mérést. A nyert szeizmogramok, túlságosan nagy intenzitásuk miatt, az ilyen vizsgálatra nem használhatók fel és így csupán a rezgések kezdőpontjának pontos helyét tudtuk meghatározni.

Az olyan természetű refrakciós méréseknél, ahol a teljes jelalakot, ill. alakokat is figyelembe vesszük, nem kis szerepet játszik az a körülmény, hogy a robbantáskor milyen spektrumokat gerjesztünk. Ez azért is fontos, mert a módszer feloldó képessége összefügg a regisztrált frekvenciákkal és az alacsonyabb frekvenciájú regisztrátum feloldó ké-

pessége kisebb, mint a magasabb frekvenciájú regisztrátumé. Az alacsonyabb frekvenciájú jelek interferencia zónái hosszabbak. Ugyanakkor azonban figyelembe veendő az is, hogy nagy mélységek kutatása esetében célszerű az alacsony frekvenciák regisztrálására való áttérés, tekintettel arra, hogy ezek intenzitása itt lényegesen meghaladja a magas frekvenciás jelekét.

Tehát a robbantás közvetlen környezetének tanulmányozása hazai méréseink során még további vizsgálatok tárgyát képezi a robbantáskor keletkezett spektrum milyensége szempontjából. Ezzel a kérdéssel nem tudunk kellő mértékben foglalkozni. Ehhez a jelenleginél jobb műszerfelkészültség is kellene. Annyit azonban megállapíthatunk, hogy az esetek döntő többségében sikerült a robbantást tökéletesen megismételni. Így az általunk alkalmazott kiértékelési eljárással kapcsolatban felmerülő problémák ellenére - mely eljárás a szeizmogramon regisztrált jelek alakjának figyelembevételét a kiértékelés egyik alapvető mozzanatának tekintti - jelenleg alkalmazott metodikánkat helyesnek kell tekinteni.

Vizsgáljuk meg ezt a kérdést részletesebben!

a) A jelalakok figyelmen kívül hagyása indokolt lehetne abban az esetben, ha a robbantás, melyet egy és ugyanazon lyukban végzünk el, egy és ugyanazon mélységben, mindig más és más jelformát eredményezne a szelvény ugyanazon x pontjában. Ez azonban nem áll fenn a refrakciós méréseknél sem, ugyanúgy, mint a reflexiós méréseknél, ahol ugyan a jelformákat kisebb mértékben vehetjük csak figyelembe az ÁGC és a keverő alkalmazása miatt, mégis azt tapasztaljuk, hogy a felvételek szinte tökéletesen megismételhetők, rendszerint azzal a különbséggel, ami az alapzajból, mikroszeizmákból, s esetleg a lyuk fáradásából származik. Ez utóbbinak nincs elvi jelentősége, mert új lyuk furásával ezt pótolhatjuk. A korrelálásnál az egyik szeizmogramról a másik szeizmogramra való áttérést arra alapozzuk, hogy a robbantás megismétlésekor ugyanazt a hasonló jelformát regisztráljuk, még más töltetek alkalmazásánál is. Kizárólag az időjelre nem támaszkodunk, mely a rádióon történő továbbításoknál sok esetben nagyon bizonytalan (8. sz. ábra).

b) A robbantáskor gerjesztett rezgés spektruma természetesen különbözik a szeizmogramon regisztrált jel spektrumától. Ez utóbbiból nem áll módunkban teljes mértékben rekonstruálni a robbantáskor keletkezett rezgés spektrumát a következő okok miatt:

Egyrészt a rezgés-spektrum a szelvény tetszőesszerű pontjában is különbözik a robbantáskor keletkezett spektrumtól, az elnyelés jelensége miatt, másrészt a hullám alakja a felszínre jutva a következő karakterisztikáknak van alárendelve:

1. Geofon - talajcsatolás karakterisztikája.

2. Szeizmikus csatorna karakterisztikája.

A geofon- talajcsatolásáról szólva meg kell jegyeznünk, hogy a rossz talajcsatolás eltorzithatja a jelek alakját. Abban az esetben, ha ez a torzulás nagymérvű, lecsökkentheti azon hullámok számát, melyeket korrelációsan folytonosan nyomonkövethetünk. A geofon és talajcsatolás megjavításának módszere azonban általában ismert és tapasztalataink alapján megállapítható, hogy a kielégítő geofon - talajcsatolás feltételének gyakorlatilag eleget tudunk tenni.

Erre egy bizonyíték az, ha megvizsgálunk két különböző időben ugyanabban a műszerállásban nyert felvételt. Azok azt mutatják, hogy bár nem valószínű a helyükből egyszer már kimozdított geofonok pontos visszahelyezése, még sincs jelentős változás a hullámképben. Részben ezen az alapon gondoljuk azt is, hogy bizonyos hiányos rendszereink kiegészítését mindig el tudjuk végezni.

A szeizmikus csatorna frekvencia-karakterisztikáját illetően megjegyezzük a következőket: a szeizmikus csatorna frekvencia-karakterisztikája lényeges mértékben hozzájárul a szeizmogramon megjelenő jelek végleges alakjához, éppen ezért a helyes szűrőállás (karakterisztika) megválasztása alapos körültekintést igényel. Ha minden egyéb zavaró hatástól eltekintünk, úgy célszerűnek tűnhetne olyan széles sávú csatorna-karakterisztika alkalmazása, mely lényeges torzítás nélkül viszi át az összes frekvenciákat.

Kezdetben ebből az elvből kiindulva alkalmaztunk is széles sávú karakterisztikát, amilyen az 53. típusú magyar 48 csatornás szeizmikus műszerkarakterisztikája, azonban ennek használatáról le kellett mondanunk a következők miatt: olyan magas frekvenciájú (90-100-200 Hz) szabálytalan alapzaj jelent meg a szeizmogramokon, mely sok esetben lehetetlenné tette a jelek kiolvasását, vagy úgy eltorzította azokat, hogy emiatt több esetben lehetetlenné vált a helyes korrelálás. Ennek következtében kénytelenek voltunk általában lecsökkenteni a jel felerősítésének mértékét, s jóval nagyobb tölteteket alkalmazni.

Természetesen, ha 10-15 km-es távolságra 250-300 kg is csak alig látható jeleket eredményez, felmerül a kérdés, hogy ha a tölteteket 5-10-szeresére növelnénk, kapnánk-e kielégítő eredményt, s egyáltalán folytathatunk-e ilyen drága kutatást?

A másik ok pedig az, hogy bizonyos típusú kutatási feladatok egyébként is speciális karakterisztikákat követelnek meg.

Ezek alapján a Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem hozzájárított az 53. típusú 48 csatornás magyar szeizmikus műszer karakterisztikájának átépítéséhez. A kérdés bizonyos mértékű tisztázásához nagy segítséget adtak azok a kísérletek, amelyeket a Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Ü-

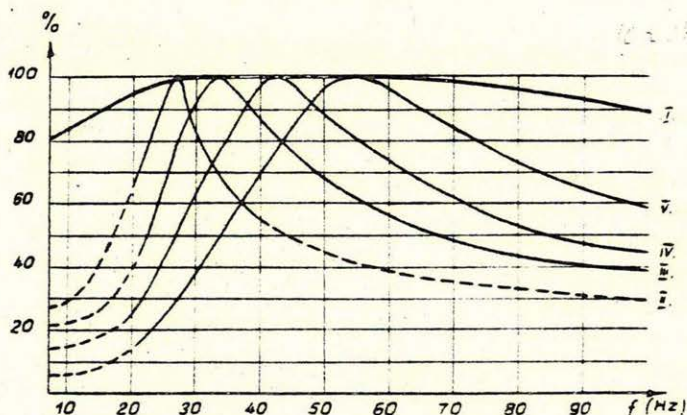
zem 1960-ban végzett el a tétí mérési területen. A mérés tulajdonképpen összehasonlító mérés volt. Egyrészt az 53. tip. magyar 26 csatornás szeizmikus műszer különböző szűrőállásait egymással, másrészt ugyanezeket a szűrőállásokat a Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem tulajdonában lévő Sz-Sz-24-P szeizmikus műszer kb azonos vagy alacsonyabb frekvenciás karakterisztikáival hasonlítottuk össze.

Az összehasonlításokat egy és ugyanazon $396^{\circ\circ}$ - $408^{\circ\circ}$ szelvénykárkkal határolt terítésben különböző robbantópontokból végeztük, mégpedig a $315^{\circ\circ}$, a $280^{\circ\circ}$ és a $245^{\circ\circ}$ pontokból, tehát a robbantópontok a terítés egyik oldalán helyezkedtek el, attól különböző távolságra 8,1 11,6 és 15,1 km-re

Vizsgáljuk meg először a $315^{\circ\circ}$ robbantópontból kapott eredményeket:

A 9. ábrán látható felvételeken a következő robbantási és műszer paramétereket alkalmaztuk: töltetsúly: 5 kg, robbantási mélység: 15 m. Az alkalmazott szeizmikus műszerek szűrőkarakterisztikái a 10/a, és -b. ábrákon láthatók.

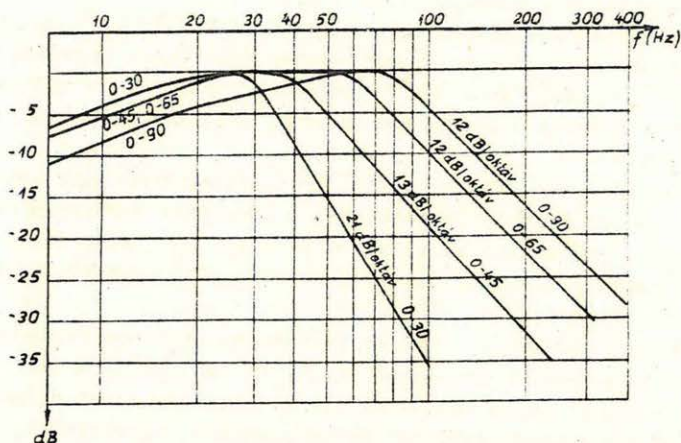
A 9. ábra a), b), c), d), e) felvételei az 53-as típusú magyar 26 csatornás műszerekkel készültek I., II. és III. szűrőfokozat állásban, illetve a d), e) ábrán ugyancsak III-as szűrőfokozattal egy másik 26 csatornás magyar műszer készített összehasonlító felvételeket, csoportos geofonok alkalmazásával.



10/a. ábra. 53. tip. 26 csatornás magyar műszer szűrőkarakterisztikái

Az Sz-Sz-24-P. típusú szeizmikus műszer két különböző szűrőállásban regisztrálta az 5 kg-os töltetet, mégpedig a 0-30 és 0-45 szűrőál-

lásban, amit a 9. ábra f), g) felvételei mutatnak. Ez utóbbi számok azon határfrekvenciákat jelölik, melyek közt a műszer lényegében azonos erősítéssel viszi át az összes frekvenciákat. A szűrőfokozatokhoz tartozó vágási meredekséget a 10/b. ábrán láthatjuk.



10/b. ábra. Sz-Sz-24-P. (szovjet portábilis) műszer szűrőkarakterisztikái

A felvételeken uralkodó energiaviszonyok olyanok, hogy az első hullám alakját csak úgy tudtuk olvashatóvá tenni, ha olyan töltetet alkalmaztunk, mely a szeizmogramok további része számára nagynak bizonyult.

A felvételeken látható hullámképek két egymást váltó hullámot mutatnak. Egy nagyobb látszólagos sebességű hullám, egy kisebb látszólagos sebességű hullámot vált le. A szeizmogramok felső részén a két egymást leváltó hullám maximumainak közeledését látjuk, melyek kb. a szeizmogram középső csatornáinál teljesen egybeolvadnak, s a szeizmogram végéig helyet is cserélnek.

A hullámváltás jelensége tulajdonképpen egyik szeizmogramon sincs kellőképpen szétbontva, megoldva.

Ha az 53-as típusú magyar 26 csatornás szeizmikus műszerek I., II., III. szűrőállásaival nyert felvételeket összehasonlítjuk, azt látjuk, hogy a három különböző szűrőállás csak nagyon kis mértékben különbözik egymástól, sőt ugyanez áll fenn még a hármas szűrőállással regisztrált 25 m mélységben végzett robbantásra is (ill. robbantásokra. 9/d. ábra). Szinte keresni kell azokat az apró mozzanatoakat, melyek alapján a felvételeket megkülönböztethetjük egymástól. A szűrőkarakterisztikák jellegének megfelelően nagy gondossággal kimutatható ugyan, hogy egyik felvétel

alacsonyabb frekvenciájú komponenseket tartalmaz, mint a másik, de ezek a korreláció szempontjából nem lényegesek.

Lényegesebben elütő képet mutatnak az Sz-Sz-24-P. (szovjet) szeizmikus műszer felvételei. A hullámváltás jelensége itt is felismerhető, azonban az egymást váltó hullámok itt nem különíthetők el egymástól olyan részletesen, mint az előbbi felvételen. Megjegyzendő, hogy az Sz-Sz-24-P. (szovjet) portábilis műszert azért vontuk be az összehasonlító mérésekbe, mert lényegesen több szűrőállással rendelkezik, mint az 53-as típusu 26 csatornás magyar műszerek, s e műszer segítségével akartunk választ kapni arra a kérdésre, hogy valóban energianyerés, stb. szempontjából mindig célszerűbb-e az alacsony frekvenciás regisztrálás.

A 0-30 és a 0-45 szűrőállásban regisztrált hullámképek különböznek egymástól, mégpedig a 0-45-ös szűrőállás jobban felbontotta, megoldotta a hullámképet, mint a 0-30-as. A 0-45-ös szűrőállás lényegében nem tér el az 53-as típusu magyar műszerek által regisztrált hullámképtől, s minden valószínűség szerint ugyanazt a képet kapnánk 0-65-ös szűrőállásban. Ezek alapján valószínű, hogy a csatorna bemeneténél lévő jel frekvenciája, ill. a jelet alapjában meghatározó spektrum 30-50 Hz közt van.

Figyelmet érdemel az a körülmény, hogy az Sz-Sz-24-P. (szovjet) műszer segítségével regisztrált hullámok amplitudója nagyobb, mint az 53-as típusu 26 csatornás magyar műszerek segítségével regisztrált ugyanazon hullámoké, azonban itt az játszik lényeges szerepet, hogy az Sz-Sz-24-P. típusu (szovjet) műszer szűrőkarakterisztikái a magas frekvenciájú zajokat kiszűrjük, s ennek következtében erősítőjük jobban kihasználhatók. A két különböző típusu szeizmikus műszer csatornáinak érzékenysége nincs adatunk.

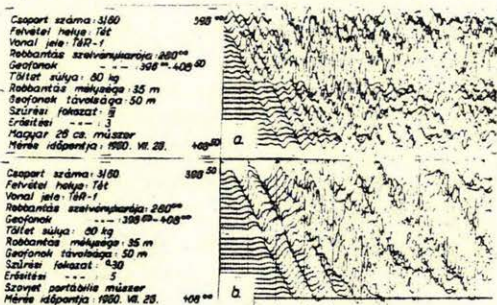
A 280⁰⁰ robbantópontból két felvételt készítettünk. Egyetlen 80 kg-os töltetet robbantottunk el. Az észlelést egy 53-as típusú 26 csatornás magyar műszer III. (11/a. ábra), az Sz-Sz-24-P. (szovjet) műszer pedig a 0-30 szűrőállásban végezte el. (11/b. ábra.) A szeizmogramon több hullám látható, melynek fázisai enyhén közelednek egymáshoz.

Az 53-as típusu 26 csatornás magyar műszer részletesen felbontott képet mutat, viszonylag jól elkülöníthetők az egyes hullámok, míg az Sz-Sz-24-P. műszer több jelet nem bont fel, egybeír. Az erősítés mértéke nagyobb az Sz-Sz-24-P. műszer felvételeinél, a fentebb említett okok miatt.

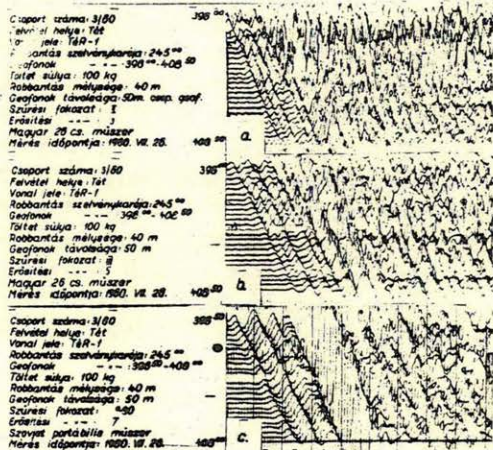
A 245⁰⁰ robbantópontban végrehajtott lövést 2 db 53-as típusu 26 csatornás magyar műszer II. és III-as szűrőállásban, (12/a, b. ábra) az Sz-Sz-24-P. műszer pedig 0-30-as szűrőállásban regisztrálta. (12/c. ábra.)

Az 53-as típusu 26 csatornás magyar műszerrel regisztrált felvételek alig különböznek egymástól. Valamivel magasabb frekvenciás a II. szü-

rőállású, mint a III-as, ami a jelekben aprólékosabb formában tükröződik, de lényegében a két felvétel teljesen azonos értékű.



11. ábra



12. ábra

11. és 12. ábra.

Az Sz-Sz-24-P. műszerén itt is nagyon alaposan egybeíródnak a jel részletei, azonban itt már megjelenik a későbbi beérkezések területén egy olyan intenzív hullám, melynek amplitúdói a szeizmogram szélén kilépnek, de a szeizmogram közepén sem olvashatók a jel-formák a nagy intenzitás miatt.

Ez a jelenség az 53-as típusú 26 csatornás magyar műszer felvételein koránt sincs ilyen élesen kifejezve.

Az összes felvételeket a 7,5 Hz-es önfrekvenciájú magyar gyártmányú geofonokkal készítettük.

A bemutatott felvételek és eddigi tapasztalataink alapján a következő megállapításokat tesszük:

1. A refrakciós méréseknél alkalmazott szeizmikus csatornák karakterisztikáinak megválasztása bizonyos határokon túl alapos körültekintést igényel.

2. Ha a mérések elé állított geológiai feladatok nagy részletességet kívánnak meg, úgy célszerű a minél magasabb frekvenciaspektrumu jelek létrehozása és regisztrálása, természetesen figyelembe véve azt a körülményt, hogy ebben az esetben az esetleg nem éri el a közepes és alacsony frekvenciák segítségével kutatható mélységet.

3. Hazai viszonyok között általában a közepes szeizmikus frekvenciák regisztrálása a célszerű (bár ez a további kutatások alapján még megváltozhat).

4. Az egészen alacsony frekvenciás 1-5, vagy még az 5-10 Hz körüli regisztrátumok létrehozása csak abban az esetben célszerű, ha nagyobb mélységeket kutatunk (3-4 km-nél nagyobb), de ebben az esetben le kell mondanunk arról, hogy az általunk kutatott réteghatárok olyan részleteit kimutassuk, melyek nagysága a hullámhossz nagyságához közel áll. (100-200-300 m-es vetők, stb.).

Az alacsony frekvenciás regisztrálás bizonyos szeizmogeológiai feladatok között lehetőséget teremt arra, hogy a szeizmogramon regisztráljuk azokat a hullámokat is, mint későbbieket, melyek csak nagy robbantópont - terítés távolság esetében jelennek meg a szeizmogramon, mint első hullámok.

5. A csatornakarakterisztikák megválasztásánál mindig a geológiai feladatból kell kiindulni, s megkeresni azt a kompromisszumot, mely mellett a geológiai feladatok megoldásának részletessége és pontossága a legjobb összhangban van a mérés gazdaságosságával.

Nem lenne helyes tehát, ha kialakulna egy teljesen alacsony frekvenciás szemlélet.

A szeizmogramok korrelációja

Mint ahogy már többször említettük, olyan felvételeket kell készíteni, melyeken a csatornákon lévő egész hullámforma alakját jól kiolvashatjuk.

Eltérően a Magyarországon uralkodó általános szemlélettől mi a refraktált hullámot és útidőgörbét nem úgy fogjuk fel, mint egy elméleti vonalat, hanem mint egy olyan zónát, melynek szélessége a beérkezett hullám periódusával van kapcsolatban. Az ilyen felfogási mód nagyon lényeges az interferencia zónák meghatározása és a hullámok optimális nyomkövetése feltételeinek megállapítása szempontjából.

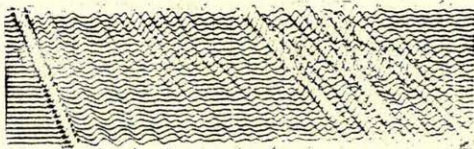
Másrészt ez teszi lehetővé, hogy a hullámok rétegtani hovatartozá-

sát már a szeizmogramokon tisztázassuk és elhagyjuk azt a - véleményünk szerint hibás - módszert, mely egyedül a rezgések kezdőponti idejének kiírását végzi a szalagról és ábrázolás után csak az útidőgörbére támaszkodva próbálja a szerkesztést elvégezni a látszólagos sebességek alapján, melyeket mint ismeretes, nagyon sok tényező befolyásol.

Ennek következtében az általunk alkalmazott kiértékelési eljárás-mindig a szeizmogramok helyes értelmezése alapján készült útidőgörbékre támaszkodik. Ami pedig a refraktáló határfelületek megszerkesztését illeti, arra a megállapításra jutottunk, hogy az időmezők módszere lényegesen gyorsabb, mint az időellenőrzéses eljárás és pontosabb.

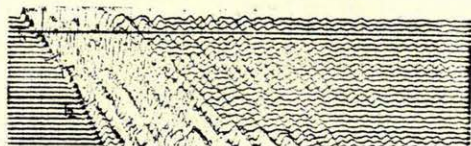
A következőkben olyan szeizmogramokat mutatunk be, melyek általában több információt tartalmaznak, mint az első "Leitések" időértéke és egyúttal ezeken mutatjuk be azokat az alapvető elveket, melyek alapján a különböző hullámokat egymástól elkülönítjük.

Abony 1959
Yonai jelle: ZGR-2
Rp: 0⁰⁰
56⁰⁰ - 62⁰⁰
dx: 25 m
h: 15 m
Q: 0,4 kg

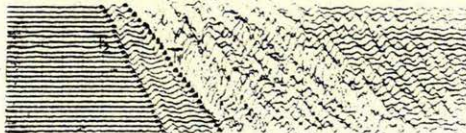


13. ábra.

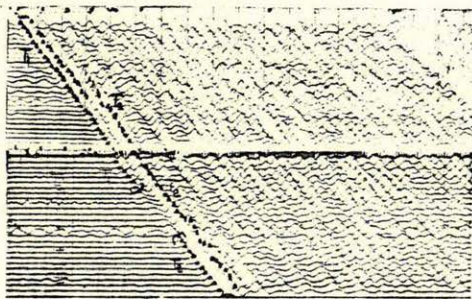
Abony 1959
Yonai jelle: ZGR-2
Rp: 25⁰⁰
58⁰⁰ - 62⁰⁰
dx: 25 m
h: 15 m
Q: 0,2 kg



62⁰⁰ - 68⁰⁰
dx: 25 m
h: 15 m
Q: 0,2 kg



Szarvas 1959
Yonai jelle: TGR-12
Rp: 225⁰⁰
337⁰⁰ - 356⁰⁰
dx: 75 m
h: 22 m
Q: 10 kg



15. ábra.

356⁰⁰ - 375⁰⁰
dx: 75 m
h: 22 m
Q: 10 kg

13-14-15. ábra.

1. Vegyük a legegyszerűbb esetet: a 13. ábrán látható szeizmogramon egyetlen hullámot láthatunk, a szeizmogram első részén, mely két fázissal jelentkezik. Azért tekintjük egy hullámnak az adott regisztrálási feltételek mellett, mert a fázistengelyek párhuzamosak, csatornáról-csatornára haladva jelforma változást nem mutatnak, sugancsak nem tapasztalható semmilyen anomália az amplitudó menetben sem.

2. A 14. ábrán két felvételen két különböző geológiai réteghatárról beérkező hullám váltását látjuk és mindkettő tovább követhető az interferencia zóna után is. Ez a legkönnyebben felismerhető és legegyszerűbben kijelölhető hullámváltás. Végsőfokon a vonal útidőgörbe rendszeréből állapítottuk meg, hogy ezen hullámok két különböző geológiai réteghatárról érkeztek be, de erre mutatnak a látszólagos sebességek értékei, valamint a jelalakok is.

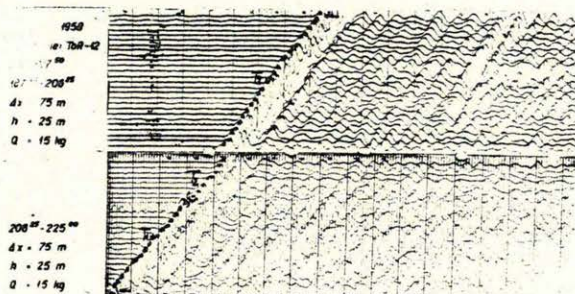
3. Ugyancsak két üledékes réteghatárról beérkező hullám váltja egymást a 15. ábrán látható szalagcsoporton is. E két hullám között azonban jóval kisebb a látszólagos sebességkülönbség, mint a 14. ábra felvételein. A hullámváltás megállapítása nem okoz nehézséget, mert a két első szalag között az átmenetnél a jelforma olyan feltűnő módon megváltozik, mely minden kétséget kizáróan a két hullám egymáshoz való közelségére, majd helycseréjére utal.

4. A 16. ábra két felvételén szintén két üledékes réteghatárról érkező hullám váltja egymást. Itt már olyan kicsi alátszólagos sebességek közti különbség, hogy ezen az alapon a hullámok elkülönítése, a váltás helyének meghatározása nem végezhető el. Ellenben figyelembe véve az amplitudó egyik csatornáról a másikra történő megváltozását, mely a jelforma bizonyos foku megváltozásával is együtt jár, a két hullám váltásának helye megállapítható.

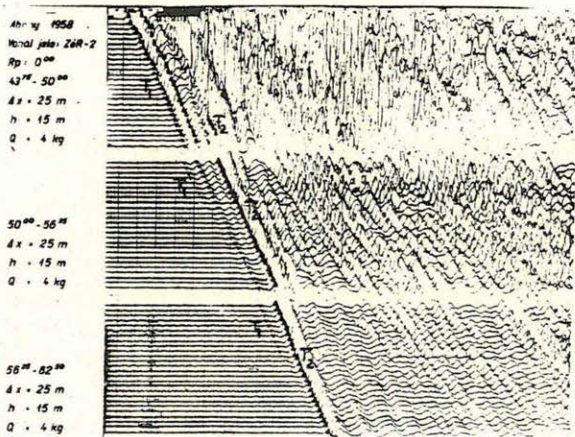
5. Gyakori esete a hullámváltásnak a 17. ábrán bemutatott példa: az egyik hullám lecsillapszik még mielőtt a másik hullámmal interferálna. Az első szalagon még jelölhető az első hullám egymással párhuzamos két fázisa, a középső szalagon az első hullám első fázisának már olyan kicsi az amplitudója, hogy biztonságosan tovább jelölni már nem lehet. Jelenléte azonban megállapítható. A két különböző fázis egymáshoz való aránya az egész szakaszon változatlan, ami arra enged következtetni, hogy valóban egy és ugyanazon hullám két fázisával, nem pedig két különböző hullámmal van dolgunk. A második fázis ugyanugy csillapodik el a harmadik felvételen. A második hullám interferencia nélkül jelölhető végig a szalagon.

6. A hullámváltásnak egy másik esete az (18. ábra), amikor a szeizmogramon megjelenő új hullám amplitudója oly kicsi az előző hullám amplitudójához viszonyítva, (a két egymást váltó hullám látszólagos sebee-

ségének különbsége nagy), hogy a szeizmogram azon részén, ahol első hullámként a nagyobb energiájú hullám jelentkezik, az utóbbi nem követhető nyomon, s gyakran jelenléte észre sem vehető. A hullámváltás helye után azonban az intenzitásbeli különbségek ellenére is nehézség nélkül jelölhető mindkét hullám.



16. ábra.



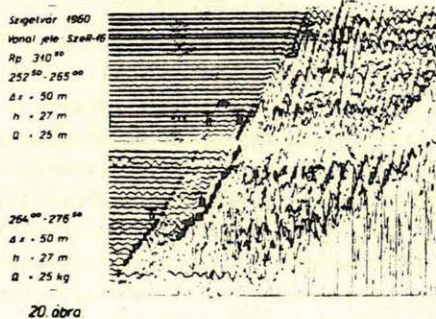
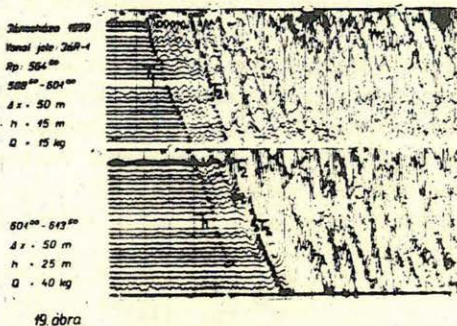
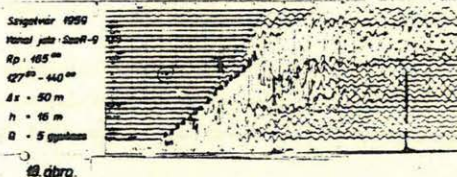
17. ábra.

16 - 17. ábra.

Az ilyen hullámok észlelése, ha csak nincs a két hullám között túl nagy frekvencia-különbség, csak mint első hullám nyomonkövetése lehetséges.

A bemutatott jelenségek alapján a hullámoknak az interferencia zónákon keresztül történő nyomonkövetése legnehezebb abban az esetben, ha a két egymást váltó hullám amplitúdója kb. azonos és a látszólagos sebességek közötti különbség kicsi. Azokban az esetekben, ha az egymást váltó hullámok amplitúdója között lényeges különbségek vannak, a hullámvál-

tás helyének meghatározása különösebb nehézséget nem okoz.



18-19-20. ábra.

7. A továbbiakban egy olyan esetet mutatunk be a 19.ábrán, amikor a két különböző hullám látszólagos sebességei között különbség nincs, ellenben a hullámok nagy beérkezési időkülönbséggel jelentkeznek a szeizmogramon, s ugyancsak különböznek egymástól az összes dinamikai jellemzőket illetően. Ezeket figyelembevéve egyáltalán nem állithatjuk azt, hogy a két hullám egy és ugyanazon hullám különböző fázisa lehet. Nyilvánvalóan elképzelhető az az eset is, hogy az időkülönbség lényegesen kisebb, s ez ahhoz a tévedéshez vezethet a dinamikai jellemzők figyelmen kívül hagyása esetén, hogy egy hullám különböző fázisa jelentkezik,

melyek különbözőképpen csillapodnak a távolsággal.

8. Az előbb említett mindkét jelenség együttesen megtalálható a 20. ábrán is.

9. Az előbbieken már említettük, hogy bizonyos szeizmogeológiai feltételek között lehetséges a mélyebb határfelületekről érkező hullámoknak a szeizmogramokon történő észlelése, későbbi hullámok formájában (21. ábra).

10. Bemutatunk még három felvétel-sorozatot a 22. ábrán, melyek alapos bizonyítékul szolgálnak arra, hogy a refraktált hullámok jelformájának figyelembevétele egy egész sor értékes információhoz juttathat bennünket, s ezenkívül nagy biztonságot nyújt arról, hogy a kutatott határfelületről nem tértünk át más határfelületekre. Azonkívül szép példát szolgáltatnak a különböző típusú hullámok váltásainak kvantitatív dinamikai alapon történő felismerésére.

A három különböző szalag-csoport három fedőágot illusztrál a szigetvári kutatási területről.

165⁰⁰ rp. (140⁰⁰ - 65⁰⁰ terítés)

140⁰⁰ rp. (115⁰⁰ - 65⁰⁰ - " -)

115⁰⁰ rp. (90⁰⁰ - 65⁰⁰ - " -).

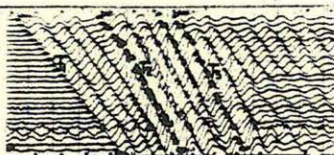
A terítések egy és ugyanazon szelvénykarónál (65⁰⁰) fejeződnek be. A leghosszabb útidőgörbén hat különböző hullám látszik, s a rövidebb ágon az ághossznak megfelelően egyre kevesebbek. A hullámok egymástól az amplitúdók és a jelformák megváltozása alapján pontosan elkülöníthetők. A három szalag-csoporton azt a helyet kivéve, ahol a felsőbb szintekről az itt látható kutatott szintekre térünk át, tökéletes dinamikai fedés áll fenn. A jelenségek szinte teljes mértékben megismétlik egymást, azzal a kis különbséggel - ami egészen természetes is - hogy a távolabbi robbantópontokból regisztrált felvételek egyre alacsonyabb frekvenciások lesznek, ami abban nyilvánul meg, hogy a jelek egészen apró részletei egy bizonyos mértékig veszítenek élességükből, kifejezettségükből, azonban semmi kétség sem férhet ahhoz, hogy mindhárom robbantópontból regisztrált hullámok egy és ugyanazon felületről érkeztek be.

11. Ugyancsak figyelmet érdemel a vonal másik helyén észlelt háromszoros fedés, melyet itt mutatunk be és amelyre az elmondottak ugyanúgy vonatkoznak (23. ábra).

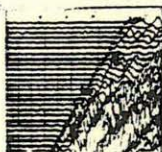
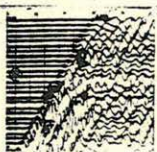
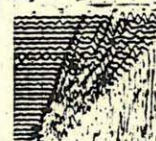
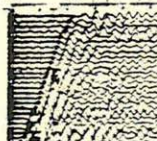
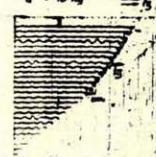
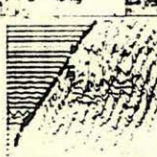
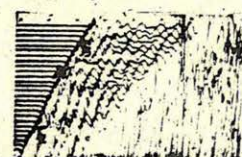
A bemutatott felvételeken a különböző hullámokat különböző okok hozzák létre, mégpedig: dőlésváltozás a kutatott határfelületben, a réteg fizikai paramétereinek megváltozása, stb. Ezt a már elvégzett kiértékelés alapján jegyezhetjük meg.

Heszóberény 4959

Vonal jel: TdR-12

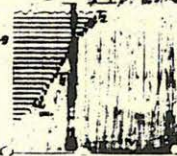
Rp: 393^{ms}562^{ms} - 584^{ms} $\Delta x = 75 \text{ m}$ $h = 20 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ 

21. ábra.

65^{ms} - 77^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 10 \text{ m}$ $Q = 1 \text{ kg}$ 65^{ms} - 77^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ 65^{ms} - 77^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 15 \text{ kg}$ Rp: 445^{ms}77^{ms} - 90^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 12 \text{ m}$ $Q = 0.2 \text{ kg}$ 77^{ms} - 90^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ 77^{ms} - 90^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 15 \text{ kg}$ 90^{ms} - 102^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ 90^{ms} - 102^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ Rp: 440^{ms}102^{ms} - 115^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ 102^{ms} - 115^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ 115^{ms} - 127^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 3 \text{ kg}$ 

Szigetvár 4959

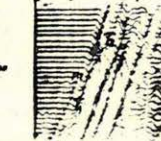
Vonal jel: Szatf-9

Rp: 485^{ms}127^{ms} - 140^{ms} $\Delta x = 50 \text{ m}$ $h = 25 \text{ m}$ $Q = 3 \text{ kg}$ 

22. ábra.

Szigetvár 4959

Vonal jel: Szatf-9

Rp: 305^{ms}275^{ms} - 282^{ms} $\Delta x = 30 \text{ m}$ $h = 30 \text{ m}$ $Q = 3 \text{ kg}$ Rp: 320^{ms}275^{ms} - 282^{ms} $\Delta x = 30 \text{ m}$ $h = 30 \text{ m}$ $Q = 10 \text{ kg}$ Rp: 325^{ms}275^{ms} - 282^{ms} $\Delta x = 30 \text{ m}$ $h = 31 \text{ m}$ $Q = 25 \text{ kg}$ 

23. ábra.

21-22-23. ábra.

Feltehető mindezek után a kérdés, hogy valóban célszerű-e az amplitúdó-szabályozó használata a refrakciós méréseknél, mint ezt az utóbbi idők folyamán egyes szerzők javasolták? Az elmondottak és a bemutatott felvételek, úgy gondoljuk erre a kérdésre tagadó választ adnak. Az ÁGC. használatát mi sokkal veszélyesebbnek látjuk, mint pl. a talajcsatolást, vagy pedig a saját folyamatok jelenségét, mert az ÁGC. alkalmazásával véleményünk szerint egy sor hasznos információtól foszthatjuk meg magunkat.

Nagyon fontosnak tartjuk az útidőgörbék (hodográfok) olyan ábrázolását, mely minden körülmények között a leghübben fejezi ki a felvételekről nyert információ lényeges mozzanatait. Nem tartjuk helyesnek az olyan hodográf készítését, amely egy tördelt egyenes darabokból álló menetet ábrázol egyetlen pontsor segítségével. Természetesen mindezek mellett ugyanolyan alapossággal felhasználjuk a hullámok kinematikai adatait is (látszólagos sebességek, a kölcsönös pontok időazonosságainak egyezését, stb.).

A folyamatosan nyomonkövetett réteghatárok megszerkesztését az egyesített útidőgörbéből gyorsan és nagy pontossággal végezzük el a hullámfrontos időmező-módszer segítségével. Az időellenőrzéses szerkesztési eljárás a sebesség-adatokat általában a látszólagos sebességekből határozta meg, még abban az esetben is, ha a területen rendelkezésre álltak karottázsadatok. Mi a szerkesztésnél viszont a karottázsadatokat használjuk fel és csak ha ezek hiányoznak, akkor részben reflexiós, részben refrakciós hodográfok alapján határozzuk meg a sebességértékeket. Ugyancsak kisebb gondot okoznak számunkra a felületi egyenetlenségek, mert ezek hatását gyakorlatilag az esetek legnagyobb többségében különbségi módszerrel kiküszöbölhetjük.

Befejezésképpen ismét megjegyezzük, hogy az általunk alkalmazott refrakciós módszer elvi alapjait G.A. Gamburcev által kidolgozott korrelációs módszer képezi és alapjában véve ezt a módszert használtuk fel hazai kutatásainknál és munkáink során meggyőződünk annak helyességéről.

IRODALOM

1. G.A. Gamburcev, J.V. Riznyicsenko, I.sz. Berzon, A.M. Jepinatyeva, I.P. Paszecsnyik, I.P. Koszminszkaja, E.V. Krausz: Korreljacionij metod prelozennuh voln. Izdat. AN SSSR Moskva 1952.
2. Jepinatyeva: O nyekotoruh tyibah difragirovannuh voln. regisztriruemu pri szeizmiceszkah nabjudedijah. Izvesztija AN SSSR 1950 No 1.

3. I.Sz. Berzon: Ob opredelenii pokazatelja sztyepenyi funkcií raszhoszenija dlja prelomlennuh voln.po experimentalnüm dannüm.
4. J.I. Vasziljev: Ob opredelenii koefficienta pogloscsenyija szeizmicseszkih voln. Izvesztija AN SSSR 1951. No 4.
5. I.Sz. Berzon: O vüjavlenii dinamicseszkih oszobennosztvej szeizmicseszkih zapiszej pri razlicsnüh szootnosenyijah csuvsztvityelnosztvi kanalov. Izvesztija AN SSSR 1961. No 6.
6. I.Sz. Berzon: O razresajuscsej szposzobnosztvi szeizmicseszkih metodov pri izucsenyii gorizontálno szloisztüh szred. Izvesztija AN SSSR 1954. No 1.
7. A.M. Jepinatyeva: Experimentalnie dannie o prelomlennüh volnah v szredah szo szlaboí szkorosztnoj differenciaciej. Izvesztija AN SSSR 1955. No 2.
8. I.Sz. Berzon: Ob izmenyenyii preobladauscsh csasztot szeizmicseszkih voln. pri uvelicsenii rasztójaniya ot isztocsnika kolebanií.
9. Kilczer Gyula: Kékelódó réteg adatainak meghatározása szeizmikus refrakciós méréssel. Geofizikai Közlemények, 6. köt. 3.-4.szám.
10. Mituch Erzsébet: Szeizmikus refrakciós mérések kiértékelése idő-ellenőrzéses módszerrel. Geofizikai Közlemények, 6. köt. 3.-4. szám.



L. Stegena

QUESTIONS OF PRINCIPLES OF THE CORRELATION-REFRACTION-SEISMIC METHOD

The article contains the text of a lecture held before the Association of Hungarian Geophysicists on the 7th April 1961. In analysing the problems of principles of correlation-refraction-seismics the author aims not only at a more thorough study of the method, but points to its limitations, too. Nevertheless, while making clear these limitations he does not contest the great importance of the method at all. According to the author, seismic investigations in our country will remain to be based on the correlation-refraction-method for a long time to come, not only because it is a really modern method but because we aren't equipped with suitable reflection apparatuses.

A KORRELÁCIÓS REFRAKCIÓS SZEIZMIKA ELVI KÉRDÉSEI

Stegena Lajos

A korrelációs refrakciós szeizmika alkalmazásának elvi kérdéseiről sok vita folyt, főleg a szeizmikus klubban. Jelenleg ez a magyarországi szeizmikus kutatások egyik legfontosabb kérdése.

Rádlér Béla előadása bizonyos szempontból valóban mérföldköve a kutatásoknak, hosszabb időszak munkájának átfogó szintézise; mutatja azt a hatalmas fejlődést, amely a magyar szeizmikában, de különösen a Szeizmikus Üzemben végbement. Szükséges, hogy a Szeizmikus Üzemben nagy anyagon szerzett tapasztalatok másutt, elsősorban a Geofizikai Intézetnél elterjedjenek.

Gamburcev alap gondolata, hogy az útidőgörbék megfejtésében ne csak az időadatokat, hanem a teljes szeizmikus jel formát használjuk fel, rágyogó gondolat, és mint sok más nagyszerű dolog, egyszerű is. Hogy új módszer-e, vagy nem tekinthető különálló módszernek, ez lényegtelen nevezéktani vita; a lényeges a fenti szemlélet elfogadása. Ez a szemlélet visszahatott a műszerkonstrukcióra és a terepi technikára, s így bátran nevezhető új módszernek, bár nem valamely új hullámtípus, hanem a Mintrop-hullám észlelésén alapul. Sőt maga az alap gondolat is egyidős a szeizmikával, mert nyilvánvaló, hogy az időadatok absztrahálva a szeizmikus jelektől függetlenül nem léteznek. Ezért természetesen soha senki nem gondolta, hogy a szeizmikus jelek az útidőgörbe egyetlen, tört vonalába beférnek, s ez a tört vonal a teljes szeizmogrammal ekvivalens, másrészt azonban ez egy olyan, szükséges absztrakció, amit a feldolgozás során mindenki elvégez, maga Gamburcev is, mint azt könyvének számos

ábrája bizonyítja. Egyszerűen a műszertechnika primitívsége, és még más, elvi akadályok késztették a szeizmikusokat e próbálkozások abbahagyására, és az első kiütések kétségtelenül könnyen és általában mindig elvégezhető följegyzésébe történő belenyugvásba. Azt hiszem, a szeizmikusok érdeklődését a reflexió s szeizmika gyors kifejlődése és ragyogó eredményei vonták el erről a területről; a műszertechnika fejlődése, és a reflexió s szeizmika bizonyos korlátainak felismerése később mégis lehetségessé és szükségessé tették a korrelációs alap gondolat kidolgozását; e munkát végezték el a Szovjetunióban Gamburcev akadémikus és munkatársai. Senki előtt nem lehet vitás, hogy az idő adatok mellett a szeizmikus beérkezések jellegeinek (amplitudók, frekvenciák, csillapodás) figyelembe vétele csak többletet nyújthat, s így a Gamburcev-féle korrelációs refrakciós szeizmikat kell a refrakciós szeizmikának tekintenünk.

Az előadáson számos és meggyőző példát láttunk annak illusztrálására, hogy a szeizmogramon megjelenő hullámkép korántsem függ annyira a zavarónak vélt tényezőktől; de ezt igazolja maga az a tény is, hogy az eljárást, tudomásunk szerint a Szovjetunióban széles körben alkalmazzák.

Másrészről ismeretesebb a szeizmikusok előtt olyan esetek, amikor a hullámkép zavarttá, kuszává lesz. Így, hogy csak a legszélsőségesebb eseteket említem, a fázisviszonyok egyes csatornákon úgy megváltoznak, hogy a kiértékelő végül is nem tudja eldönteni, hogy nem észlelőli hangyságról, póluszcseréről van-e szó; az amplitudók ingadozásáról hasonlóan az mondható, hogy ezek olykor nagymértékűek, szabálytalanok, és a dinamikus korreláció alapján értelmezhetetlenek. A szeizmikus jel formákat egyes esetekben nem az átharántolt réteg alakítja ki, ahogy azt a korreláció megkívánja. Hogyan lehetne megvizsgálni a robbantás és észlelés körülményeinek hatását a szeizmikus jelek kialakulására? Egyszerű és jó módszer a kölcsönös pontokban felvett szeizmogramok összehasonlítása. Amennyiben a robbantás és észlelés körülményei nincsenek hatással, a kölcsönös szeizmogramoknak identikusnak kell lenniök. Példaként bemutatom az 1959. évi hajduszoboszlói szeizmikus mérések 21 kölcsönös pontját. (1. ábra.) Több kölcsönös pontot még nem vizsgáltam, ezek tehát nem kiragadott példák egy nagyobb vizsgálati anyagból. A szeizmogram párok - eltekintve az első beérkezések időpontjától - nem mutatnak nagy hasonlóságot. Valamennyi szeizmogram párra, és a szeizmogram párok egyes részleteire külön is, kiszámítottuk a korrelációs tényezőt. A korrelációs faktor meghatározásához kiolvastuk 10 msec-onként az egyidejű elongációkat, majd a Csurov-féle paraméterrendszer segítségével (A. Csurov: Grundbegriffe und Grundprobleme der Korrelationstheorie. 1953.)

reprodukáló képessége döntő mértékben megszabhatja a nyert refrakciós szalagokat, s így e körülmények vizsgálata jelentőséggel bír.

Mi okozhatta a hajdusoboszlói anyagban a kölcsönös pontokon ennyire eltérő hullámkép létrejöttét? Bizonyos eltérések ottan is adódhatnak, hogy a Fermat-elv a teljes mozgás-vektorra vonatkozik, itt viszont, mivel mindkét pontban vertikális szeizmométerekkel dolgoztak, és dőlt rétegek esetén az emergenciaszög nem azonos a két kölcsönös pontban, a vertikális szeizmométerek nem azonos irányítottaságú komponensek mérték a két pontban. Azonban a számbajövő kis dölések, a felszíni laza réteg vertikálisba fordítható hatása miatt ez az effektus, amely különben is főleg csak arányos amplitudóváltozást eredményez, -mivel az hullámoknál valamely irányú komponens a teljes vektor lineáris transzformáltja-félgymen kívül hagyható. - A Hamilton-elv (a legkisebb hatás elve a mechanikában), a Fermat-elv, a geodétikus vonalak elmélete mind ugyanazon matematikai elvre vezethetők vissza. M. R. Hestenes (F. Beckenbach: Modern matematika mérnököknek, Bpest, 1960.) variációszámítás segítségével igazolja, hogy hosszú pályák nem szükségképpen minimálisak a hatásintegrált. Azonban világos, hogy szeizmikánk a Fermat-elv alapján áll, és érvényességi határainak rögzítése nem a szeizmikusok feladata. A kölcsönös pontok eltéréseinek okát másutt kell keresnünk.

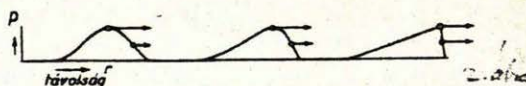
Nézzük először a robbantás körülményeit. Melyek azok a tényezők, amelyek a kiinduló szeizmikus jel formáját megszabják? Ha eltekintünk a csak esetlegesen fellépő körülményektől (inhomogenitások, nem gömbalaku és esetleg rossz töltés, rossz fojtás,) három fő paraméter addik: a töltet nagyság, a robbantás mélysége és a robbantást hordozó közet fizikai tulajdonságai.

A szeizmikus hullámkeltés problémáival több szerző foglalkozott. J. A. Sharpe (Geophysics, 1942, 2; 1942, 3) G. Morris (Geophysics 1950, 1.) H. L. Selberg (Arkiv för Fysik, 1951, 7) W. I. Duwall (Geophysics 1953, 2.) G. I. Petraseny (Materiali kolicsestvennovo izucsenia dinamiki szeizmicseszkhi voln, 1957), L. P. Zajcev és N. V. Zvolinszkij (I. A. N. Ser. Geof. 51. I. 5.), Vanek (Czechoslovak Journ. of Physics, 3). Valamennyien úgy vetik fel a problémát, hogy a rugalmas közeg és az üreg, vagy a romcsolási zóna közötti határt adottnak fogadják el. Nem veszik figyelembe, hogy a Sharpe-féle "equivalent cavity" sugara, azaz a romcsolási zóna mérete, és következésképpen a kiinduló szeizmikus jel alakja a töltetsúly függvénye. Ezért a fenti szerzők hipotetikusán felvett, $p = e^{-a \cdot t} - e^{-b \cdot t}$ alakú nyomásfüggvényből indultak ki, amely nyomás egy gömbalaku felületre hat. A töltetsúly hatását csak a legújabb irodalom veszi figyelembe. (A. L. Latter - E. A. Martinelli-Teller, Physics of fluids 1959, 2; P. N. S. O'Brien, Geoph. Journ. of the Royal Astr. Soc. 1960. III; D. E. Weston,

Geoph. Journ. of the Royal Ast. Soc. 1960. II; W.E. Peet, Geoph. Prosp. 1961. I.). En az elkövetkezőkben Peet nyomán fogok haladni, azért, mert kísérletileg is igazolt, plauzibilisan jól közelítő modellből indul ki, részben pedig azért is, mert eredményeiben azonos azzal a modellel, amelyet Gálfi János kollegámmal dolgoztunk ki (Magyar Tudományos Akadémia, 1959. évi pályázata). A mi modellünkben a nemlineáris zónán belül olyan szilárd anyagot vettünk fel, amelyben a roncsolási munka zömét a dezintegráció teszi ki, az egyéb folyamatokat (olvadás, kémiai átalakulások) elhanyagoltuk. Peet összenyomható folyadéknak fogja fel a gimbalka robbanóanyag környezetét. Valóban, a dinamitot legtöbbször vízzel telített porózus közet veszi körül, és hogy a víz játssza a főszerepet a normális szeizmikus jel kialakulásában, azt gyakorlatból is tudjuk. Peet alkalmazta A.H. Cole (Underwater explosions, 1948) lökéshullám elméletét szeizmikus robbantásokra. Mivel a víz összenyomható, benne, egy bizonyos kritikus nyomásnál (σ_m) nagyobb nyomás esetén lökéshullám (shockwave) terjed. A terjedés sebessége c sűrűségű közegben, P nyomás esetén, állandó S entrópiánál

$$c = \left(\frac{dP}{d\rho} \right)_S$$

Mivel a víz összenyomhatósága a nyomás növekedtével csökken, azaz a $P - \rho$ görbe a nyomástengely irányából nézve konkáv, a $dP/d\rho$ derivált, és így C értéke növekvő nyomással nő. Ezért a lökéshullám frontja kiélesedik, a "felfutási idő" lecsökken, mert a nagynyomású impulzus beéri a kezdő kicsit. (2. ábra.)



2. ábra. Lökéshullám kialakulása.

A lökéshullám-nyomást összenyomható folyadékban a

$$P(\tau) = U(\tau) P_m \cdot e^{-\tau/\theta}$$

összefüggés írja le, a robbanóanyag sugaránál többszörösen nagyobb távolságon túl.

Itt $U(\tau)$ a Heaviside-féle egységfüggvény, P_m a maximális nyomás, τ a lökéshullám kezdetétől mért idő, θ a lökésfrontmögötti nyomás exponenciális csillapodásának időállandója.

$$\text{Kimutatható, hogy } P_m = f_1 \frac{r_0}{r}$$

$$\text{és } \frac{\Theta}{r_0} = f_2 \left(\frac{r_0}{r} \right)$$

ahol r a gömbalaku forrás középpontjától mért távolság, $r_0 < r < r_1$, r_0 pedig a forrás sugara. Ezek az összefüggések a lökeshullám Cole-féle differenciálegyenleteiből levezethető hasonlósági elvből következnek, amely szerint a lökeshullám nyomása és egyéb értékei változatlanok, ha a hosszúság és idő mértékét azonos szorzóval változtatjuk (ez magában foglalja r_0 , tehát a töltet tömegének változását is).

Fenti függvényeket a

$$P_m = c_1 \left(\frac{Q^{1/3}}{r} \right)^n \quad \text{és} \quad \Theta = c_2 \cdot r_0 \log \left(\frac{r}{r_0} \right)$$

kifejezésekkel approximálhatjuk (Cole). Itt c_1 és c_2 a robbanóanyag és a robbantás közegének fizikai jellemzőiből összetevődő állandók, n empirikus kitevő, viz. esetén $n = 1.16$.

A lökeshullám külső r_1 sugarának megfelelő távolságban, ahol a lökeshullám rugalmas hullámba megy át

$$P_m = \sigma_m$$

ahol σ_m a folyási határ. Itt

$$P_m = \sigma_m = c_1 \left(\frac{Q^{1/3}}{r_1} \right)^n$$

Ebből

$$r_1 = \left(\frac{c_1}{\sigma_m} \right)^{1/n} \cdot Q^{1/3}$$

s így

$$\Theta = m \cdot Q^{1/3}$$

ahol m állandó.

Tehát a nemlineáris és lineáris zóna határáról, az r_1 gömbfelületről kiinduló hullám nyomásidő-függvénye:

$$P(r) = U(r) \cdot \sigma_m \cdot e^{-r/Q_1}$$

függ a töltet súlyától, a töltet és a közeg jellemzőitől is.

Ha az r_1 felületről tovaterjedő rugalmas hullámot ebből a lökeshullám-nyomásból vezetjük le (azaz a hullámmozgást leíró (Laplace-transzformált) $P^*(s)$ függvényt a fenti peremi feltételből határozzuk meg), akkor a rugalmas közegben terjedő nyomást a következő egyenlet írja le: (megjegyzendő, hogy bizonyos távolságon túl a gömbhullám P nyomása és v részecskésebessége azonosan tárgyalható, mert azonos formában fordul elő benne az P elmozdulási potenciálfüggvény, csak más állandókkal).

$$p(r_1, \tau) = \frac{B}{r} Q^{1/3} g\left(\frac{\tau}{Q^{1/3}}\right)$$

Ez azt jelenti, hogy a p nyomásfüggvény időben és amplitúdóban a töltet köbgyökének megfelelően alakul.

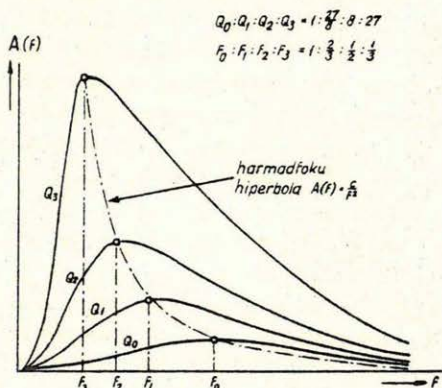
A nyomás- és a részecskesebesség-frekvenciaspektruma az alábbi általános alaku függvénnyel írható le:

$$p(r_1, f) = \frac{\text{const}}{r} r_1^2 \frac{(r_1 f)^2}{(r_1 f) \text{ polinom}}$$

E függvény vizsgálata azt mutatja, hogy

1. A spektrumnak az $f = f_m$ frekvenciánál van maximuma és $f_m = c \cdot Q^{1/3}$
2. $f=0$ közelében a spektrumamplitudó $f \cdot Q^{4/3}$ -al arányos
3. $f=f_m$ -nél a spektrumamplitudó $Q^{2/3}$ -al arányos
4. $f \rightarrow \infty$ esetén a spektrumamplitudó $Q^{1/3}/f$ -el arányos.

Fentieket a 3. ábra szemlélteti. A spektrumok maximumait összekötő görbe c/f^2 alaku harmadrendű hiperbola. Nyolcadrészt töltet esetén az f_m értéke felére csökken.



3. ábra. A szeizmikus nyomáshullám spektrumának változása a töltetsúly függvényében.

Igy tehát a korrelációs refrakció szempontjából arra a lényeges eredményre jutottunk, hogy a szeizmikus jel alakja a töltetnagyság függvénye még abban az esetben is, ha más paraméterek (kőzetállandók) változatlanok. Mivel a nagyobb távolsághoz szükségszerűen nagyobb töltetek tartoznak, ez a körülmény szükségszerű korlátot jelent a dinamikus kor-

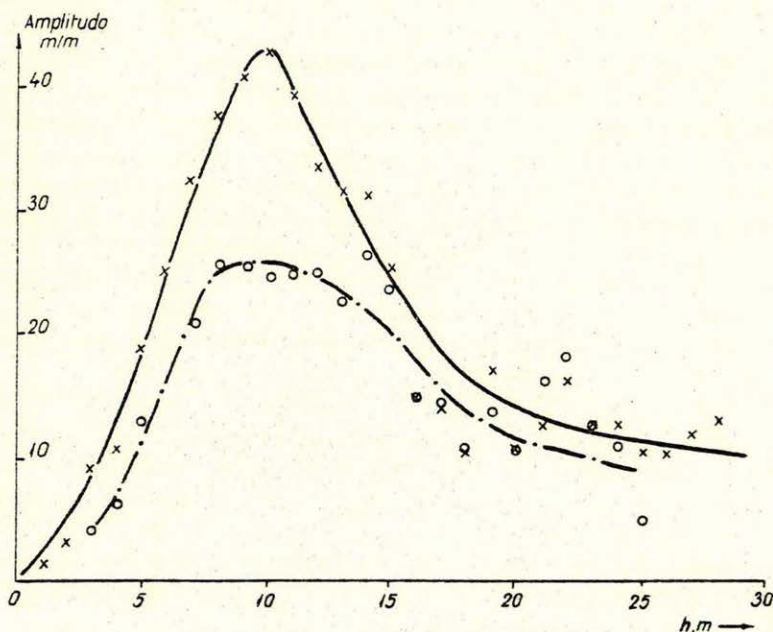
reláció szempontjából.

Mégis adódik egy, a gyakorlat szempontjából fontos előírás, és az a következő: a szelvény mérése folyamán a töltet súlyát lehetőség szerint állandónak kell tartani. Közelebbi robbantásoknál nem a töltetsúlyát, hanem inkább az erősítést kell csökkenteni.

A robbantás másik paramétere a robbantási mélység. Elégge meglepő módon, a szeizmikus robbantások hullámképének kialakulásában kevéssé vették figyelembe azt a tényt, hogy a robbantás mindig a rugalmas féltér határfelületének közelében történik, bár nyilvánvaló, hogy a hullámhosszal összemérhető, sőt gyakran kisebb távolságra lévő szabad felszín szerepet kell játsszon a hullámkép kialakulásában. F.A. Van Melle és K.R. Weatherburn (Geophysics, 1953. 4.) felhívják a figyelmet a felszínről visszaverődő energiára; ezt ők szellemreflexiónak nevezik (ghost reflection). Ez a beérkezés pl. 20 m robbantási mélység és 2000 m/s terjedési sebesség esetén 20 ms-ra követi magát a jelet; formája a felső rétegek állandóitól, nagysága a szabad felszín reflexiós koefficiensétől függő mértékben változik. Külföldi közlemények alapján feltehetjük, hogy a szellemreflexiók viszonyított amplitudója nem kicsi és 0-0,1 sec időtartam múlva, a $\pi/2$ -el fordított fázisban hozzáadódó, változó amplitudójú jel a hullámképet sok esetben lényegesen megváltoztatja. Löküdtésének módja elvileg a légrobbantás lehetne, vagy J.P. Lindsey (Geophysics, 1960. 1.) szerint lineáris szűrők alkalmazásával olyan autokorrelációval lehet kiszűrni, amit a felszín reflexiós koefficiense vezérel. Ennél sokkal lehetségesebb és járhatóbb út az A.W. Musgrave, G.W. Ehlert és D.M. Nash által (Geophysics, 1958. 1.) javasolt út: felülről indított, $1/4-2$ hullámhossznyira nyújtott, kisebb sebességű robbanóanyag (puskapor) nagymértékben növeli a felfelé irányuló, és csökkenti a horizontális és a felszín felé irányuló energiát. Eljárásuk akkor ad legjobb eredményt, ha a lőpor robbantási sebessége $4/5$ -e az oldalfal sebességének. Ezt a robbantási módszert reflexióra dolgozták ki, de a fentiek miatt feltétlenül ki kellene próbálni a korrelációs refrakcióban is, annál is inkább, mert dolgozatukat a S.E.G. besorolta az elmúlt negyedszázad néhány tucatnyi legjelentősebb közleménye közé. A Geofizikai Intézet még ez évben kísérleteket szándékozik végezni e témakörben.

Érdekesnek látszik az a kísérlet-sorozat, amelyet Gálfi János kollegával végeztünk néhány éve (Ann. Univ. Sci. Budapestiensis, 1961.). Egy kísérleti területen néhány furásban végeztünk robbantásokat úgy, hogy a töltet súlyát állandóan tartottuk, és a robbantás mélységét változtattuk. Egy szélessávú berendezéssel észleltük egy magasabb szintől és az alaphegységről visszaérkező reflexió amplitudóját és frekvenciáját. (Frekvencia alatt a regisztrátum két szomszédos szélső értéke között al-

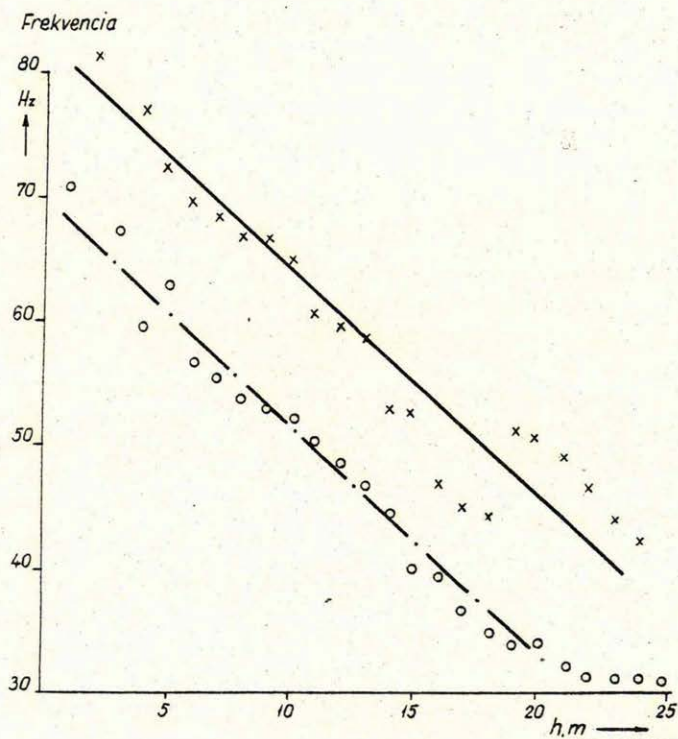
telt idő reciprokját érttem). Az a meglepő eredmény adódott, hogy a reflexiók amplitudója a robbantás mélységének növelésével kezdetben növekedett, majd csökkent, s közben maximumot adott. A reflexiók frekvenciája a robbantási mélység növekedtével monoton csökkenést mutatott; miközben a robbantás mélysége 0-ról 25 m-re növekedett, a frekvencia 70-80 cps-ről 30-40 cps-re csökkent. (4. és 5. ábrák) Kísérletünket H. Menzel és O. Rosenbach (Geoph. Prosp. 1957. 3.) megismételte és az amplitudókra vonatkozóan azonos összefüggésre jutott; a frekvenciákról cikkében nem tesz említést. A mi öt fúrópontunk egyenként is fenti eredményt adta, e külföldi példával megerősítve, nem valószínű, hogy valamely véletlen, különleges geológiai viszonyok létrehozta jelenségről van szó.



4. ábra. A reflexiós hullám amplitudójának változása a robbantási mélység függvényében.

A jelenség egyszerűen magyarázható, ha feltesszük, hogy a szeizmikus jel kialakításában lényeges szerep jut a felszín és a robbantási központ között elhelyezkedő tömegek együttlétrezgési, rezonáns jelenségeinek. A robbantási lökéshullám nyilván nagyobb amplitudóval gerjeszti a

szabad felszínhez közel eső, könnyebben elmozditható talajtömegeket. Ez a talajtömeg egy, a peremén befogott rezgő membránnal helyettesíthető, melynek vastagsága a robbantás mélységével azonos, átmérője pedig azzal arányos. Így mennél mélyebben történik a robbantás, annál kisebb kell legyen a gerjesztett amplitudó és frekvencia, mivel a rezgő tömeg - első közelítésben - a mélység egynél magasabb hatványával, a rezgő tömegre a talajrugalmasságból ható direkciós erő a mélység első hatványával arányos. Az amplitudó kis mélységeknél másodlagos hatások (fojtás elégtelen volta, a talaj rugalmas tulajdonságainak leromlása a felszín közelében) miatt csökken le. -



5. ábra. A reflexiós hullám frekvenciájának változása a robbantási mélység függvényében

Megjegyzem, hogy a rezonáns-elmélet elvi alapjait még nem dolgozták ki kellőképpen. A membránszerű gerjesztett tömegnél jobbnak látszik a kúp alakú, vagy félgömb alakú gerjesztés feltételezése, ahol a kúp alapjának vagy a félgömbnek középpontja az epicentrumban van, a kúp csúspontja, vagy a félgömb felszínének egy pontja pedig a töltéssel esik egybe.

A korrelációs refrakciós szeizmika szempontjából tehát arra a lényeges eredményre jutottunk, hogy a robbantás mélysége önmagában is befolyásolja a szeizmikus jel alakját akkor is, ha minden más paraméter változatlan marad. A szellemreflexiók szempontjából elvileg is meggyújtó megoldást csak a légrobbantás, vagy az irányított robbantás adja, az első gyakorlatilag nem, a második egyelőre nem kivitelezhető. Ezért, legalábbis egyelőre törekednünk kell arra, hogy egy-egy szeizvány meglovése esetén a robbantás mélységét állandóan tartsuk.

Végül a robbantópont közeli harmadik paraméter, a közet fizikaitulajdonságainak szerepe a kiinduló rugalmas hullám alakjának megformálásában, a legkevésbé tisztázott kérdés. Peet elmélete ebből a szempontból túlságos egyszerűsítést jelent, éppen azért, mert a közegét összenyomható folyadékként fogja fel, ahol a lökéshullám vezetését a nonlineáris tartományban a víz végzi. Már pedig, hogy a vízen kívül a szilárd közegnek is jelentős szerepe van a jelformálásban, azt a lyukkifáradás közismert jelensége mutatja. Ennél többet azonban a robbantás nonlineáris körzetében levő szilárd anyagoknak a kezdő lineáris felszínről kiinduló szeizmikus jel megformálásában betöltött szerepéről kvantitatíve nem mondhatunk, bár a korreláció szempontjából fontos tényezőről van szó, amely inhomogén közegben a szalagon belüli korrelációt is veszélyezteti. Mindenesetre a korrelációs robbantásokat feltétlenül célszerű legalább földtanilag azonos közegben végezni.

A tovaterjedő szeizmikus hullám változtatja alakját. Ennek egyike az abszorpció; de a tiszta rugalmas közegben is változik a hullám alakja, nemcsak a geometriai szóródás következtében. Nézzük ezt meg a legegyszerűbb esetre, homogén izotróp közegben terjedő gömbhullámra. Mint ismert, a hullámmozgás leírható egy skaláris φ függvénnyel, az elmozdulási potenciál-függvénnyel.

$$\varphi = a^2 \frac{P}{r} \left(\frac{t}{a} - \frac{r}{a} \right)$$

(r távolság a gömb középpontjától, a sebesség)

Az elmozdulási potenciál r szerinti deriváltja az elmozdulás,

$$\frac{\partial \varphi}{\partial r} = u = -a^2 \left(\frac{P}{r^2} - \frac{P}{r^3} \right) = \frac{P}{r^2} \left(\frac{r}{a} - \frac{t}{a} \right)$$

és u -nak idő szerinti differenciálhányadosa a minket legjobban érdeklő, (elektrodinamikus szeizmómeterral) észlelésünk tárgyát képező részecs-

ke-sebesség

$$\frac{\partial u}{\partial t} = v = -a^2 \left(\frac{p'}{r^2} + \frac{p''}{ar} \right)$$

Tehát a sebességimpulzus alakváltozást szenved, miközben a forrástól kifelé terjed, és csak a forrástól nagyobb távolságra ($r \gg a$) lesz

$$\frac{\partial u}{\partial t} = v = -a \frac{p''}{r} \left(t - \frac{r}{a} \right)$$

azaz a sebességi hullámalak állandósul, és csupán a geometriai szóródás marad meg.

(A nyomás

$$p = \frac{K}{r} p'' \left(t - \frac{r}{a} \right)$$

és a részecske-sebesség között tehát csak nagyobb távolságban érvényesül a $v=p/z$ összefüggés, itt a z az akusztikus impedancia).

Azonban a tovaterjedő szeizmikus hullám nemcsak emiatt, hanem aközvetek abszorpciója miatt is változtatja alakját. A Gamburcev könyvben csupán az abszorpció alaptörvénye, a

$$dA/A = \alpha \cdot dx$$

Lambert-Beer törvény van említve, amely a monokrom síkhullámra vonatkozó amplitúdócsökkenést írja le, s így eo ipso semmit nem mond egy ismert kiinduló nyomáshullámból az abszorpciós közegben fellépő hullám frekvenciaspektrumára vonatkozóan. Gamburcev csupán azt a megállapítást teszi, hogy az abszorpciós közeg elsősorban a magasfrekvenciás komponenseket nyeli el.

Ugy vélem, a korrelációs refrakció szempontjából igen lényeges Huang Jen-hu tanulmánya, melyet a Tudományegyetem Geofizikai Tanszékén készített. Tanulmányában megalkotja az abszorpciós közegben tovaterjedő hullám elméletét.

Hasonlóan A. Sharpe (Geophysics, 1942.3.), G. I. Petraseny (Materiali Kolicsesztvenno Izucszenia dinamiki szeizmicszeszkizh volu, 1957.) és mások munkájához,

$$p(t) = p_0 \left(e^{-m\omega t/\sqrt{2}} - e^{-l\omega t/\sqrt{2}} \right)$$

tipusu nyomáshullámból indul ki, ($\omega = 2\sqrt{2} \cdot v/3a$, m és $l > m$ konstansok), amely v terjedési sebességű közegben a sugaru gömb felületéről (a non-lineáris zóna külső határáról) indul ki. Huang Jen-hu kimutatta, hogy ez a nyomáshullám olyan szeizmikus hullámot gerjeszt, melynek sebesség-amplitúdó spektruma $\alpha = \kappa \cdot f^\beta$ abszorpciós koefficiens esetén

$$v_{\alpha}(f) = \frac{4\pi^2 d}{r} \cdot f^2 e^{-\kappa \cdot r \cdot f^\beta} \frac{1}{S_m S_l} \left\{ (A_m S_l - A_l S_m)^2 + (B_m S_l - B_l S_m)^2 \right\}^{1/2}$$

alaku. Itt $d=3p_0 \cdot a/4\pi\epsilon v$, r a terjedés sugara, f a frekvencia, A , B és S a kezdeti nyomás m és l paramétereitől, v terjedési sebességtől, a kiinduló sugártól és a frekvenciától függő mennyiségek.

Kimutatható, hogy elegendő kis frekvenciák esetén a zárójeles kifejezés, valamint $1/S_m - S_l$ állandó érték felé közeledik, praktikusán 500 cps alatt a frekvenciaspektrum

$$\mathcal{V}_A(f) = \frac{c}{r} \cdot f^2 \cdot e^{-\chi \cdot r \cdot f^3}$$

alakuvá egyszerűsödik.

Itt β azt fejezi ki, hogy az abszorpciós koefficiens a frekvencia hányadik hatványával arányos; fenti levezetés alapján β értéke meghatározható. Ha u. is a tovaterjedő hullám spektrumát egy ponton meghatározzuk, akkor minden f frekvenciához tartozó $\mathcal{V}_A(f)$ spektrumamplitudóra felírható, hogy

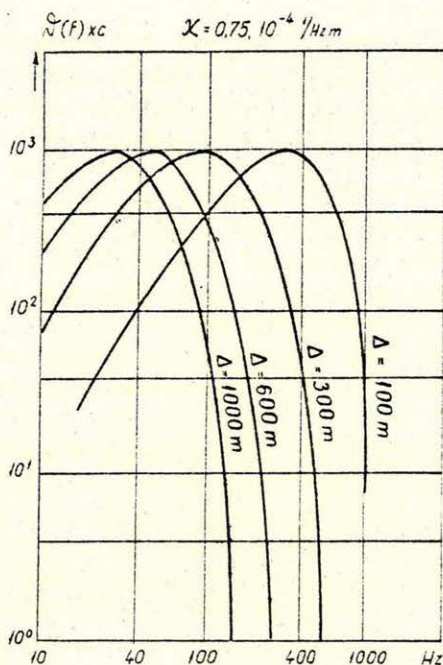
$$\ln \frac{\mathcal{V}_A(f)}{\mathcal{V}_A(f_0)} - 2 \ln \frac{f}{f_0} = \bar{v} = -\chi \cdot r \cdot (f^3 - f_0^3)$$

ahol $\mathcal{V}_A(f_0)$ valamely kiszemelt f_0 frekvenciához tartozó spektrumamplitudó. Ha \bar{v} -t ábrázoljuk a frekvencia függvényében, akkor parabolát kapunk, amely $\beta=1$ esetében egyenessé degenerálódik. Így meghatározható. Egy magyarországi mérés az üledékekre 0-1550 m között Pusztaföldváron $\beta=1$ -et eredményezett. Feltehető, hogy hazai üledékekre is általánosan érvényes az abszorpciós koefficiens lineáris növekedése a frekvenciával. (Elméletileg Boltzmann rugalmas utóhatás elmélete β -ra 1, Sesawa és Ricker viszkozus veszteség elmélete β -ra 2 értéket ad).

Pontos megállapítás az is, hogy alacsony frekvenciáknál, egy bizonyos távolságon túl a hullám alakját egyedül az abszorpciós koefficiens határozza meg, függetlenül más közetfizikai állandóktól. Ez azt jelenti, hogy a hullám alakjának tanulmányozása, a dinamikus korreláció más és új szempont szerint különbözteti meg a kőzeteket, azon kőzetek abszorpciósja szerint, amelyen a hullám áthalad.

Kimondja továbbá, hogy a hullámalak szempontjából χ és r kommutálható mennyiségek. Egy tíz egységnyi abszorpciós koefficiensű közegben egységnyi utat megtett hullám identikus spektrumot ad egy egységnyi abszorpciós koefficiensű közegben tíz egységnyi utat megtett hullámmal. Ez a megállapítás előbbi megállapításunkat lerontja, és elvi akadályát jelenti a dinamikus korrelációnak. A szeizmikus hullám alakja állandóan változik akkor is, ha azonos kőzetben terjed, ha a változást a távolság függvényében vizsgáljuk. (6. ábra.) Lényegesen enyhíti ezt a helyzetet, hogy a változás ebben az esetben mindig monoton. Mégis azt kell gondolkunk, hogy a magyarországi laza üledéken belül - amennyiben az ab-

szorbciós koefficiensek olyan egységesek, mint azt Huang Jen-hu három mérése mutatja (7,9; 7,7; $7,7 \cdot 10^{-5} \text{ l/Hz.m}$), - nem várható, hogy a dinamikus korreláció lényeges szerephez jut.



6. ábra. Az abszorpciós közegben tovaterjedő hullám frekvencia-spektrumának változása a távolság függvényében

Az alaphegység(ek)nél más a helyzet, az abszorpciós koefficiens ezeknél feltehetőleg lényegesen kisebb. Éppen ezért a hullám frekvencia-spektrumát, az alaphegységet rövid szakaszon érintő hullámoknál nem az alaphegység, hanem az átharántolt üledéksor szabja meg, amelynek $\Gamma \times r$ szorzata dominál; távolabbi észleléseknél, midőn az alaphegység $\Gamma \times r$ szorzata megnövekszik, az alaphegység fogja megszabni a hullámalakot, egybehangzóan Gamburcev azon megállapításával, hogy korrelációra az útidő-görbék távoli szakaszai alkalmasak elsősorban.

A fenti, az üledéken belüli dinamikus korreláció szempontjából kedvezőtlen képet megváltoztathatják a vékony rétegek, kiékelődések. Ezeknél, bár hatásuk elméletileg még sokban tisztázatlan, várható az amplitúdó gyorsabb csökkenése, és a spektrum dúsulása magasabb frekvenciák-

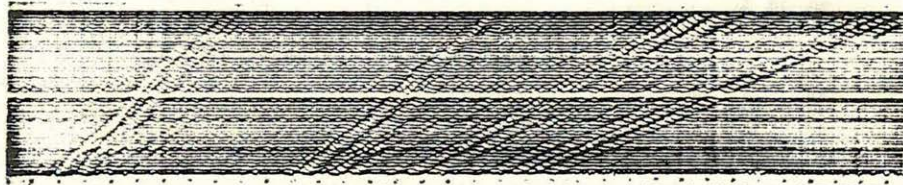
ban.

A dinamikus korreláció vastag rétegek esetén is igen hasznos szolgálatot tehet a töréspont kijelölésében, mert a mélyebb határfelületről érkező hullám, a megtett hosszabb út miatt, dusabb lesz alacsonyabb frekvenciákban. Az ilyen töréspontok rendszerint már a kinematikus jellegek alapján is kimutathatók.

A dinamikus jellemzők vizsgálata után vizsgáljuk meg a továbbterjedő szeizmikus hullám kinematikai jellemzőit. (Dinamikus jellemzők azok, amelyek egy bizonyos hullámot jellemeznek, a kinematikus jellemzők új hullám fellépésekor módosítják a hullámképet). Nézetem szerint sokszor azok is kinematikus jellemzők, amiket dinamikusnak értelmeztünk. Ez a nézet elfogadhatóvá válik, ha meggondoljuk, hogy a refrakciós felület bármilyen megváltozása (pl. a felület geometriája, kis hajlása, anyagának vagy sűrűségének ingadozása) új, diffraktált hullámot hoz létre. Ezek a hullámok gyakran kis menetidő és sebességkülönbséggel jelentkeznek, hosszabb-rövidebb szakaszon át.

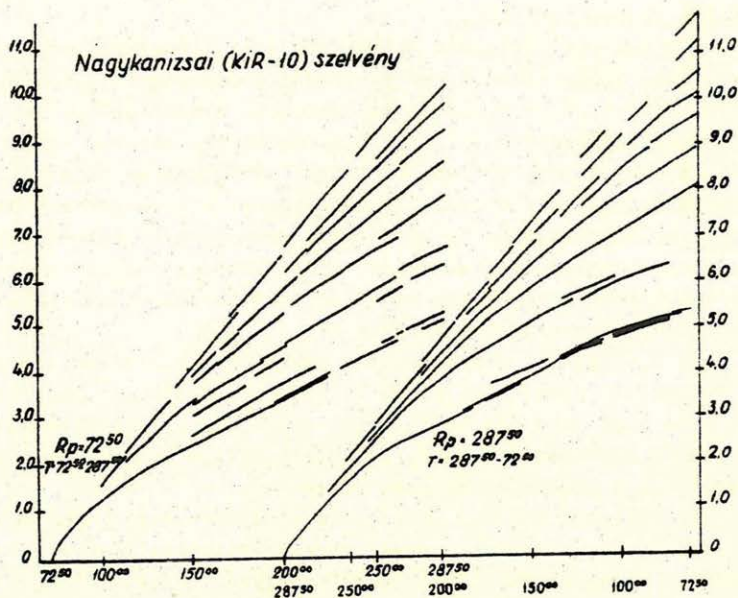
Az alábbiakban megkísérlem a magyarországi refrakciós szelvények összefoglaló kinematikai képét felvázolni. Lehetőséges, hogy ez a vázlat nem lesz mindenben helyes, de előbb-utóbb meg kell kísérelnünk a teljes hullámkép értelmezését, annál is inkább, mert a későbbi beérkezések felhasználása a Gamburcev eljárás része.

Mi jellemzi a hazai refrakciós útidőgörbéket? A direkt hullám után, a távolság növekedésével, egymás után jelentkezik első beérkezésben 3-6 réteg az üledéken belül, majd az alaphegység. Ezeket nevezhetjük refrakciós határoknak. A refrakciós határokról érkező beérkezések mögött gyakran legyezőszerűen nyílnak szét a későbbi beérkezések, rendre kisebb látszólagos sebességgel. (7. ábra.)



7. ábra. Hajdusoboszlói refrakciós szeizmogram

Fentieket az ország négy különböző helyén, üledékes medenceterületen mért, lehetőleg teljes refrakciós útidőgörbével szemléltetem. (8. ábra.) Az azonos jelleg valamennyi útidőgörbén szembetűnő.

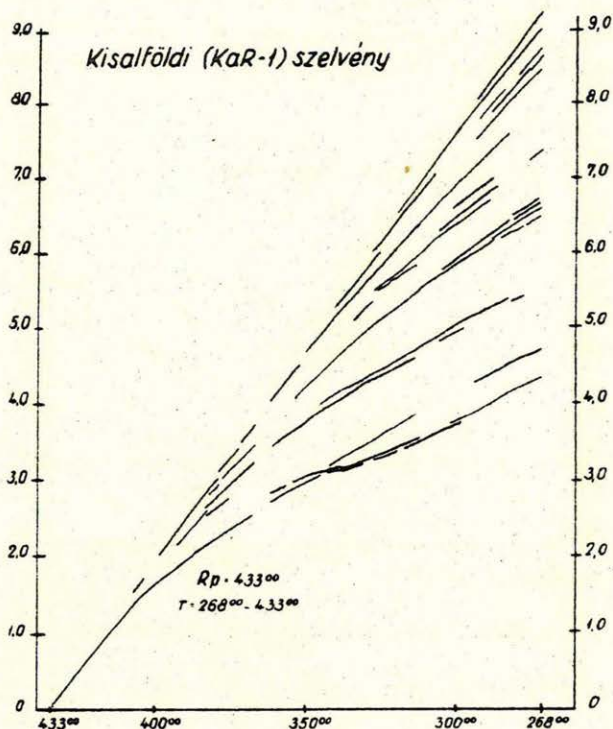


8.a. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbék
Nagykanizsa vidékéről

Feltehető, hogy hasonló útidőgörbe-rendszer érvényes az ország jelentős területén.

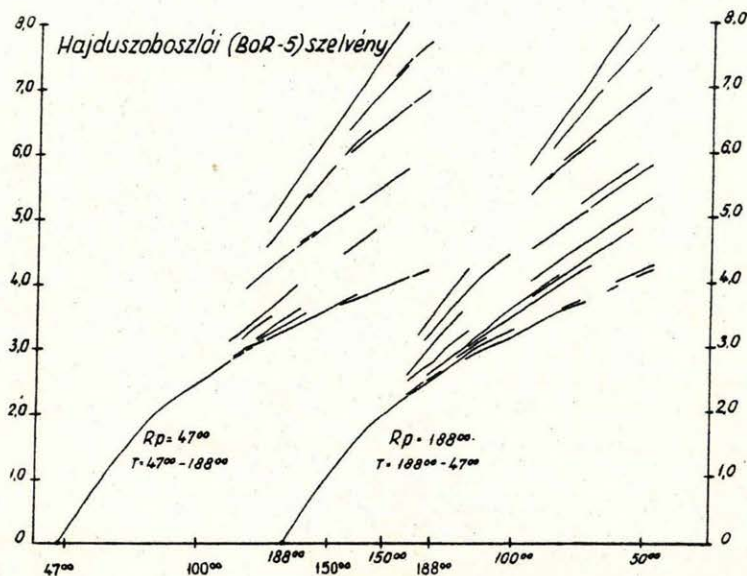
Ez a kinematikus kép az alábbi módokon magyarázható:

1. A második, harmadik, stb. útidőgörbék a felszínről egyszer, kétszer, stb. reflektált, reverberált hullámok (9. ábra). Szovjet közlések szerint e hullámok amplitúdója bizonyos esetekben (mikor a közeg erősen rétegzett, és emiatt a vízszintes irányban érvényes látszólagos abszorpciós-koefficiens nagy) nagyobb is lehet a közvetlen refrakciós hullámmal. - Az elmélet mellett szól, hogy a második, stb. útidőgörbékben valamely látszólagos sebesség nagyjából kétszeres, stb. távolságnál és időnél jelentkezik.

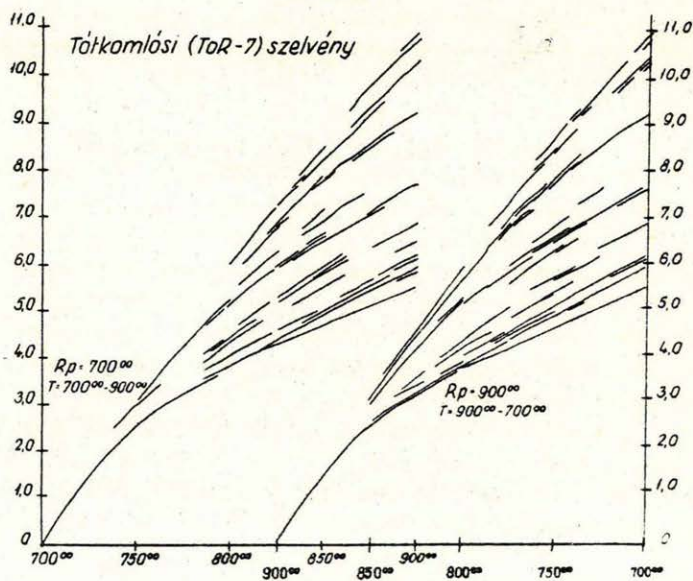


8.b. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbe Kisalföld vidékéről

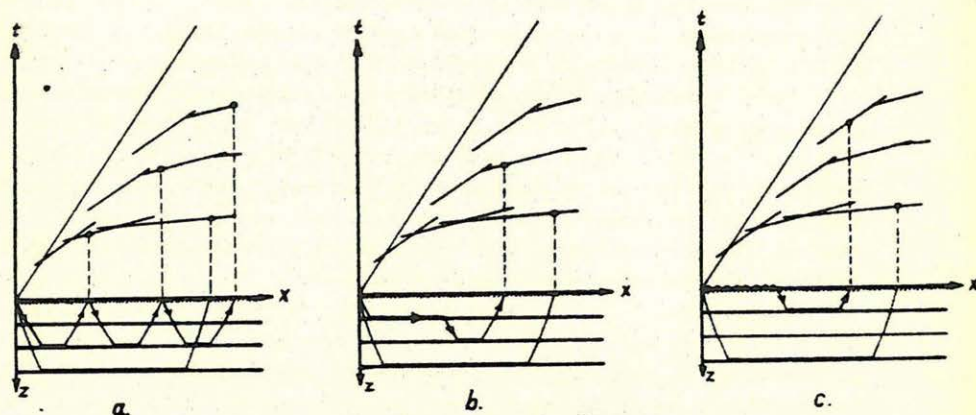
2. A szeizmikus energiát az üledéken belül kisebb vagy nagyobb vastagságú, kemény, környezetéhez képest nagysebességű, inverz rétegek felett lévő padok vezetik. Ezek a padok két irányba, felfelé és lefelé sugározzák ki az energiát. A lefelé sugárzott energia egyes pontokon gerjeszti a lejjebb fekvő padokat is (9.b. ábra). Így bizonyos időközönként megismétlődhet az első beérkezéseket leíró útidőgörbe. - Ennek az elképzelésnek az a gyengéje, hogy az energiát szállító pad egyes pontjain, ahol a gerjesztés bekövetkezik, kénytelenek vagyunk a geometriai forma, a sűrűség vagy a sebesség megváltozását feltételezni, márpedig úgy látszik, hogy a második, stb. útidőgörbék létrejötté általános jelenség, és nem esetlegességekhez kötött.



8.c. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbék Hajduszoboszló vidékéről



8.d. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbék Tótkomlósi vidékéről



9. ábra. Magyarországi refrakciós útidőgörbék kialakulásának lehetőségei

3. A szeizmikus energia egy része a felszín közelében, vagy esetleg mélyebb réteghatáron felületi hullámként "időzik", majd bizonyos útmegtétele után ismét térhullámmá alakul és teljesen vagy részben időzéssel megismétlődik az útidőgörbe (9.c. ábra). Térehullámok és felületi hullámok kölcsönös átalakulása, valamint mélybeli réteghatár menti felületi jellegű hullámok kialakulása nem ismeretlen jelenség (H.E. Tatel - M.A. Tuve, Journ. of Geophys. Research v. 59. no. 2. 1954. -). - Ennek az elképzelésnek is az a gyengéje, hogy a hullámátalakulási pontokon esetlegességet kell feltételeznünk.

Hogy véglegesen állást foglalhassunk az elképzelések között, mindenekelőtt egy, lehetőleg teljes, útidőgörbe felvétele szükséges, célszerűen háromkomponensű szeizmóterek alkalmazásával. Az eddig felvett refrakciós útidőgörbék - bármily hatalmas anyagot tesznek ki - kevésbé alkalmasak a kvantitatív vizsgálatokra, mivel nem e célra készültek, nem törekedtek a teljes hullámkép kiolvasható regisztrálására.

A fentiekből nyilvánvaló, hogy mivel a későbbi beérkezések létrejöttenek még az alapvető mechanizmusa sem teljesen világos, azok gyakorlati felhasználásától egyelőre el kell tekintenünk.

Ami az első beérkezések területét illeti, az üledékből származó útidőgörbék kinematikus jellegeinek vizsgálata arra utal, hogy a dinamikus korreláció itt nehézségekbe ütközik. Az útidőgörbék mind mélyebb és mé-

lyebb padokról származó beérkezésekből tevődnek össze, egy-egy padról származó hullám csak rövidebb szakaszon követhető nyomon, a padok vékonysága, és az ennek következtében létrejövő hosszú interferenciás zónák miatt. A bemerülés elkerülése céljából kénytelenek vagyunk az útdőgörbék kezdeti szakaszára korlátozni magunkat, ahol a bemerülés még elhanyagolható. Ez a terepi munkát hosszadalmassá teszi. Az üledéken belüli kutatás elsődleges módszere a reflexiós módszer.

Fenti következtetés összhangban van G.A.Gamburcev (Korrelációművet prelomlennüh voln. 1952.), Ju.I.Vasziljev (Szakvélemény a korrelációs módszerrel végzett munkák helyzetéről Magyarországon) nézetével. Gamburcev szerint nem túlnagy sebességkülönbségű, párhuzamos, közeli rétegek esetén az interferenciás zóna több km-t is kitehet. Vasziljev szerint az üledékes rétegsor felső részének részletes tanulmányozását refrakciós módszerrel nem célszerű végezni.

Végül vizsgáljuk meg, hogy a szeizmométer körül milyen folyamatok módosítják vagy módosíthatják a beérkező szeizmikus jel alakját. A rugalmas talaj a ráhelyezett szeizmométerrel rezgőrendszert alkot. E jelenség mindig és mindenkor fellép, és nemcsak akkor, ha a geofont rosszul helyezik le, rögökre vagy fűszálakra teszik. Ezért egy olyan kísérlet, melynek során több hónapos időközzel ismételnék egy mérést, a szeizmikus mérések ismert, s csupán a lyukkifáradás jelenségével gyengített reprodukálhatóságát bizonyítja. Ez a reprodukálhatóság a talaj-geofon rezgőrendszerre is vonatkozik, s mivel mindkét esetben azonosan jelentkezik, semmit sem mond magára a jelenségre nézve.

A talajgeofon-rezgőrendszerrel W.T.Born és A.Wolf (S.E.G.Meeting 1937.nov.20.), H.Washburn és H.Wiley (Geophysics, 1941.ápr.), A.Wolf (Geophysics, 1944.jan.), I.P.Paszecsnyik (I.A.N. Ser.Geofiz. 1952.1,3,5.) foglalkoztak elsősorban. H.Rosemann összefoglaló könyvet írt a kérdérről (Freiberger Forschungshefte C.64.1959.). Az elméleti kidolgozás A.Wolftól származik. Egy V terjedési sebességű, ρ sűrűségű talajra helyezett, M tömegű, $2b$ átmérőjű hengeres geofon a talajjal f frekvenciájú, h relatív csillapítási állandójú oszcillátort alkot, és

$$f = 0,212 \cdot V \cdot \sqrt{\rho b} \cdot 1 - h^2 / (M + 0,820 \rho b^3)$$

$$h = 0,911 \sqrt{\rho b^3} / (M + 0,820 \rho b^3)$$

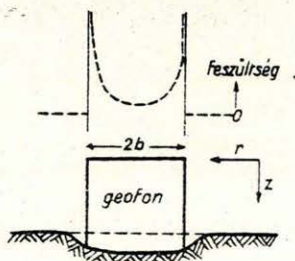
Wolf fenti eredménye annak feltételezésével adódik, hogy a talajra helyezett geofon a talajban (10. ábra)

$$T_{rz}=0$$

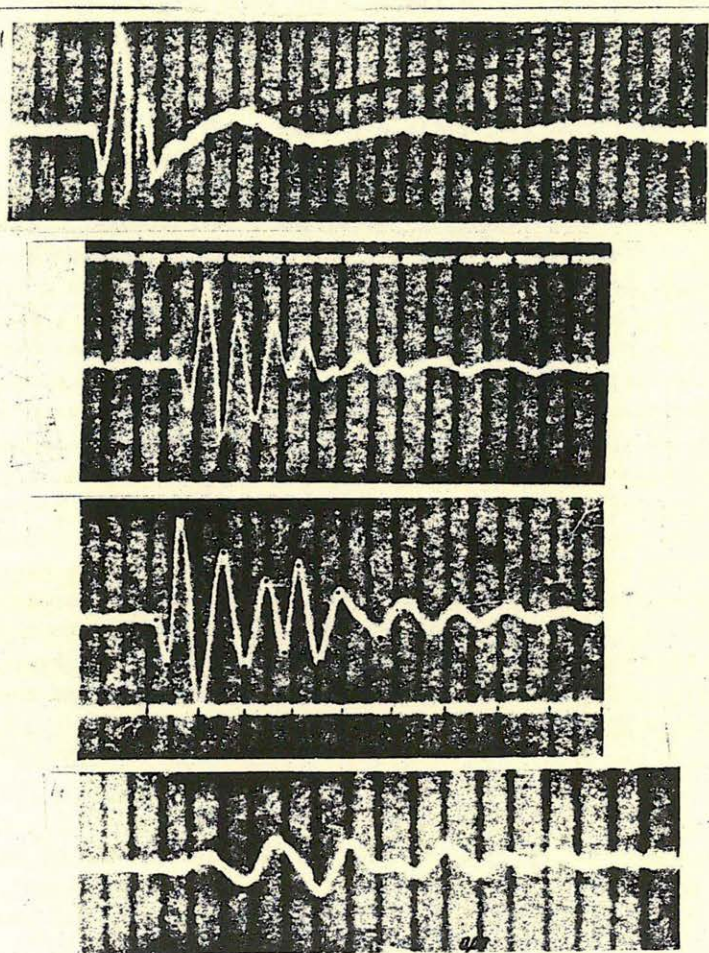
$$T_{zz} = - \frac{R}{2\pi b \sqrt{b^2 - r^2}} \quad \text{ha } r < b$$

$$T_{zz}=0 \quad \text{ha } r \geq b$$

feszültségvektor-komponenseket ébreszt. Ezek a határfeltételek nyilvánvalóan csak közelítő jellegűek. Ezért szükséges a kísérleti munka, amely V és ismeretének szükségessége folytán amúgy sem kerülhető el. A talaj-geofon rezgőrendszer vizsgálatára két eljárás ismeretes. A statikus vizsgálatnál állandó teljesítményű, változtatható frekvenciájú mechanikus generátorral gerjesztik a talajra helyezett geofont, és mérik a geofonban keltett elmozdulást (vagy áramot). E módszer ellen azt lehet felhozni, hogy a geofonra helyezett generátor, ami rendszerint egy másik geofon - torzítja, mégpedig jelentősen a szeizmométer tömegét, s vele együtt feltehetőleg a talaj-geofon rezgőrendszer jellemzőit. De kevésbé közelíti meg a természetes viszonyokat a stacionárius gerjesztési mód is. A másik módszer a dinamikus, előnyösebbnek tűnik. A talajra helyezett geofont ütéssel gerjesztik, és a kicsengési görbét regisztrálják. Az I. P. Paszecsnyik által bemutatott regisztrátumok (11. ábra), amelyek gumikalapácsos ütéssel készültek, mégis kevésbé megnyugtatóak, mert egyrészt az egymás után következő amplitudók nem monoton csökkennek, másrészt olyan alacsony, kevésbé csillapított frekvenciákat is nyert (25 cps) az SzP7 geofonnal, ami a Wolf képlettel nem igen magyarázható. Ezért mi a következő gerjesztési módot használtuk: egy horgászbokra néhányszor 10 kg-os súlyt kötöttünk, amelyet a geofonra helyeztünk, majd felrántottuk. A horgászbokra azért van szükség, hogy a fölrántáskor ne tápláljunk vissza energiát a geofon körüli talajba. Ez a gerjesztési mód hűen adja vissza a robbantásos gerjesztési viszonyokat, persze fordított előjellel, és abban az esetben, ha a beérkező szeizmikus jeleket impulzusként fogjuk fel.



10. ábra. Feszültségeloszlás talajra helyezett geofon esetén



11. ábra. Talaj-geofon rezgőrendszer kicsengési görbék, Paszecsuk szerint

E módszerrel többszáz felvételt készítettünk Huang Jen-hu kollegával, annak tisztázása céljából, hogy a magyar szeizmométer hogy viselkedik néhány magyarországi talajféleségen. Eredményeinkről külön előadásban szándékozunk beszámolni, most csak néhány, a mi szempontunkból fontosabb eredményt ragadok ki. Tehát:

1. A Wolf-képlet eléggé jónak látszik a frekvenciára, kevésbé jónak a csillapításra.

2. A magyar geofon 54-438 cps közötti frekvenciájú rezgőrendszert alkot a hazai talajokon. A rezgések csillapítási állandója $h=0,05-0,25$.

3. A kicsengési görbe változik azonos talajféleségekben is, a talaj mechanikai állapotától, a növényi takarótól függően.

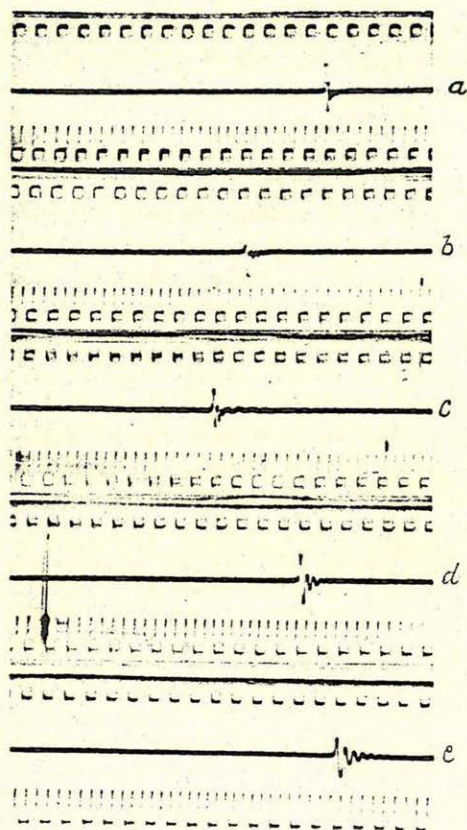
4. Egyes esetekben a magas frekvenciás kicsengés mellett alacsonyfrekvenciás, rosszul csillapított rezgések is fellépnek. Ezek a rezgések - feltehetőleg - azonosan a PaszecsNIK-féle alacsonyfrekvenciás rezgésekkel és feltehetőleg olyankor lépnek fel, amikor a talajban lévő aszimmetriák miatt a geofonnal közölt impulzus nemcsak vertikális rezgéseket kelt, hanem jobbra-balra dülöngélést is.

5. A rezonanciafrekvencia és a csillapítás növekszik, ha a geofont kis (10-20 cm) gödörbe helyezzük.

6. Még nagyobb mértékben növekszik a frekvencia és a csillapítás, ha a geofont földdel betemetjük és letaposuk. Ezen kívül a korrelációs szempontjából annyira veszélyes alacsonyfrekvenciás rezgések megszűnnek. A kapott eredmény megnyugtató a korrelációs refrakciós szeizmika szempontjából. (12.-13. ábrák).

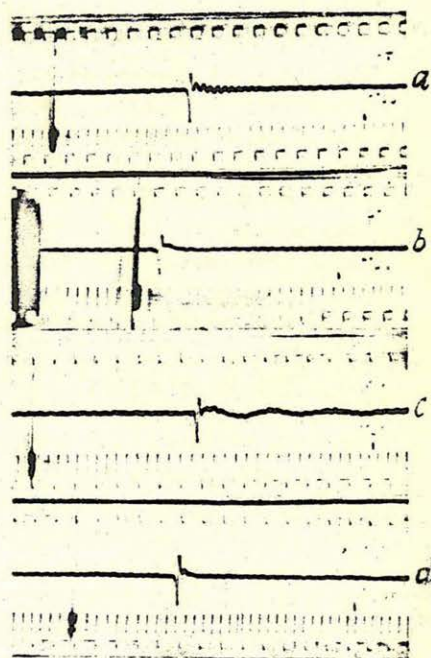
Mérési anyagunk, és annak jelenlegi feldolgozási állapota alapján azt mondhatjuk, hogy a talaj-geofon rezgőrendszer folytán fellépő, változó frekvenciájú és csillapítású rezgések kiküszöbölése céljából kb. 40-70 cps határfrekvenciájú felülvágó szűrőt célszerű a korrelációs refrakciós berendezésbe építeni (a célból, és nem a talajnyugtalanosság lecsökkentése céljából). Ezenkívül célszerű a geofont 10-15 cm mélyre elföldelni, és letaposni, az alacsonyfrekvenciás rezgések eliminálása céljából. - Ugyanakkor méréseink alapján azt is állíthatjuk, hogy ezeket az intézkedéseket nemcsak célszerű, hanem szükséges is elvégezni, hogy a gyakran egész feltűnően jelentkező talajhibákat (csatornák "megkukacosodása"), amelyek a jelkorrelációt lehetetlenné teszik, kiküszöböljük. - Megjegyzem, hogy bizonyos, egyelőre nem pontosan ismert számú esetben nem lesz kiküszöbölhető az, hogy a szeizmikus jeleket a geofonnál fellépő berezgési folyamatok predominalják.

A talaj-geofon rezgőrendszer rezonáns folyamatainak egyéb, ismert módon történő csillapításával (cövek leverése, a geofonok homokba helyezése) nem foglalkoztunk részletesen, mivel ezek komplikáltabbak, az ipari munkát jobban nehezítő eljárások. Megjegyzem, hogy PaszecsNIK szép eredményt ért el a geofonok homokra helyezésével; a két, különben azonos paraméterekkel készült szeizmogram egyuttal azt is illusztrálja, milyen döntő lehet a szeizmogram kialakításában a talaj-geofon rezgőrendszer szerepe. (14. ábra.)



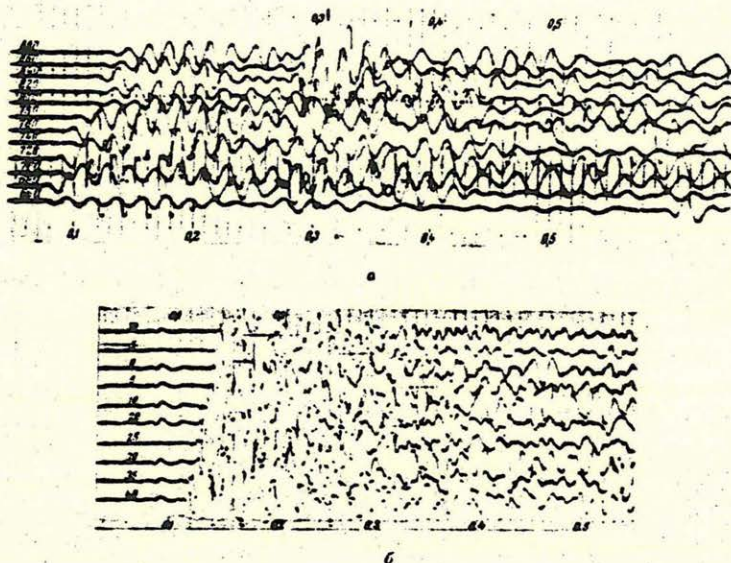
12. ábra. Talaj-geofon rezgőrendszer saját folyamata azonos talajon: Budakeszi, erdei homokos agyagtalaj, különböző felszíni állapot

- a) Kemény, letaposott út; -
- b) Kemény, kopáros-füves; -
- c) Füves; -
- d) Felázott; -
- e) Áthordott, laza



13. ábra. Az eltemetés hatása a talaj-geofon rezgőrendszerre. Elől a felszínen, utána az eltemetve felvett szeizmogram.

- a-b) Kosd, nedves, humuszos lösz. Szárazabb hely; -
- c-d) Kosd, nedves, humuszos lösz. Nedvesebb hely.



14. ábra. Közvetlenül a talajra és homokkupacra helyezett geofonokkal felvett szeizmogrampár

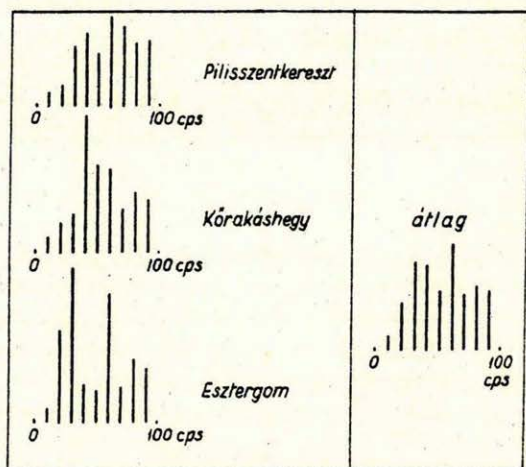
Eredmény várható a csoportgeofonok alkalmazásától is, mivel a talaj-geofon kicsengések eléggé változóak kis távolságon belül is. Minden esetben a várható hatás bizonytalan, és a mérések gyorsaságát csökkenti.

Végül, részben az eddig elmondottak tükrében, vegyük szemügyre, milyen követelmények támaszthatók a korrelációs szeizmikus műszerrel szemben. E műszer legfontosabb jellemzője átviteli sávja.

Leszögezhetjük, hogy az átviteli karakterisztika kialakításában a talajnyugtalanság semmi szerepet nem játszik. A talajnyugtalanság kérdésével foglalkozó irodalom gazdag; B. Gutenberg és F. Andrews idevágó bibliográfiája (Bibliography on Microseisms, Calif. Inst. Techn. Div. Earth Sci. Contr. No. 602, 1952.) 468 munkát sorol fel. Azonban ezek a munkák a szeizmológus frekvenciatartományba eső, 0,5-1,0 sec-nál nagyobb periódusokkal foglalkoznak. A regisztrált talajnyugtalanság spektruma helytől és időtől függően változik, de nem mutat generális tendenciát valamely spektrumszakasz területén történő, helytől és időtől független permanens energia-feldusulásra.

Ezt mutatják saját, a szeizmikus tartományba eső 1960-as talajnyugtalanság-megfigyeléseink is, melyek közül három észlelés Fourier-spek-

trumát közlöm. (15. ábra.) Eltekintve az alacsony frekvenciák tartományától, amelyet a berendezés nem regisztrált, a spektrumok lokális változásain kívül más nem olvasható ki.



15. ábra. Talajnyugtalanság frekvenciaspektruma

Általánosságban tehát a mikroszeizmát fehérspektrumu zajként foghatjuk fel, ezért regisztrált nagysága a sáv szélességtől függ. Ha egyes, rövidebb ideig tartó méréseknél a mikroszeizma a szűrő változtatásával hirtelen amplitudóváltozást mutat, az legfeljebb azt bizonyítja, hogy ott és akkor valamilyen ok (pl. távoli traktor) miatt a mikroszeizma hangolt spektrumu volt, de ez a lokális jelenség nem szolgálhat műszerkonstrukciós alapul. Valószínűbb magyarázat, hogy mégcsak nem is a talajnyugtalanság spektrumának lokális hangolásáról van szó, hanem egyszerűen a beérkezések egyes elemeinek (szeizmométer, transzformátorok, csatló kondenzátorok) alacsonyfrekvenciás vágásáról. Így az alacsonyfrekvenciás, de különben azonos jóságú szűrő bekapcsolása valójában átviteli sávszűkítést, mégpedig a gyakorlatban nem kisméretű átviteli szűkítés eredményez, ami azután a regisztrált talajnyugtalanosság-amplitúdók csökkenését eredményezi. A talajnyugtalanosság visszaszorítását tehát legalábbis egyelőre nem lehet az átviteli sávnak az alacsony frekvenciás tartományba való eltolásával megoldani, hanem csupán a sávszűkítéssel. Maga a korreláció viszont megkívánja a meglehetősen széles, $Q=0,6-2,2$ jóságú sávátvitelt, a megfelelő információk kiolvashatósága céljából; és ebből

a sáv szélességből nyilván nem lehet a talajnyugtalanság csökkentése céljából engedményeket tenni.

Milyen tartományba helyezzük el az átviteli sávot? Mindenesetre, a gyakran jelentkező hálózati szórás és főleg a talajgeofon rezgőrendszer saját folyamatának kiszűrése céljából a 40-50 cps feletti jeleket célszerű kiszűrni. A minél alacsonyabb frekvenciasávban történő észlelés indokolt. Az az ellenvetés, hogy a túl alacsony sávú szűrők elkennek, valószínűleg indokolatlan, és csupán a szeizmikus műszerek előbb említett tulajdonságával, hogy t.i. a szűrő azonos sáv szélessége az egész berendezés keskenyebb sáv szélességét jelenti alacsonyabb frekvenciáknál, - függ össze. A szeizmikus jelspektrumok folytonosak, s így a szeizmikus regisztrátum részletessége, információ-gazdagsága (nem használok a felbontóképesség kifejezést, mert azt a rétegvastagság-leképzésre használják) csak az átviteli sáv relatív szélességétől a $\Delta f/f_0$ -tól függ, és nem függ a sáv helyzetétől, f_0 -tól. Így a kvázirezonancia-frekvencia megválasztásában csupán azt a gyakorlati szempontot kell figyelembe venni, hogy a szeizmikus jelek frekvenciaspektrumának maximális energiájú tartományát öleljük át. - E megfontolás ellen azt lehetne felvetni, hogy alacsony-frekvenciájú észlelési tartomány esetében elvesztjük a vékony rétegek meghatározásának lehetőségét, mert ezek spektruma alacsony frekvenciájú komponensekben igen szegény. Praktikus szempontból nézve, mivel egy λ hullámhosszúságú szeizmikus hullámmal egy

$$d \geq 0,1 \lambda$$

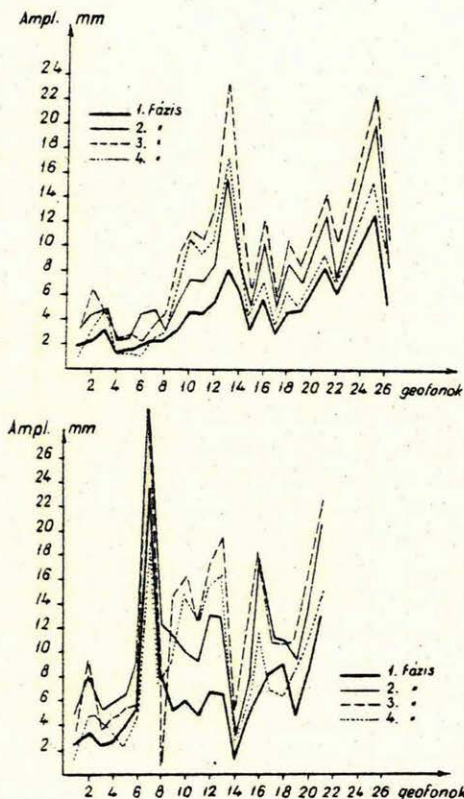
vastagságú réteg leképezhető (Gamburcev), akkor pl. 15 cps-u jellel dolgozva $v=2000$ m/s sebesség esetén, $d=13$ m a felbontóképesség, ami megfelelőnek látszik. Pöntiekkel azonos eredményre jut Ju.I. Vasziljev is: "az alacsonyabb frekvenciák regisztrálására való áttérésnél elvileg eléghetetlen a vizsgálati pontosság kisebb mérvű csökkenése. A gyakorlatban azonban a szeizmogramok minőségének javulása következtében - különösen a robbantási ponttól számított nagyobb távolság esetén - a pontosság még növekedhet is." I.S. Berson (I.A.N. ser. Geof. 1956.1.), B.F. Grossling (B.S.S.A. 1959.49.) és mások vizsgálatai arra utalnak, hogy a szeizmikus jelek energiamaximuma általában lényegesen alacsonyabb frekvenciáknál van, mint azt eddig gondolták. Mindent összevetve, úgy vélem, hogy jelenlegi berendezéseinken a magas frekvenciáknál a talaj-geofon rezgőrendszer saját folyamataitól és a hálózati szórástól, az alacsonyfrekvenciáknál szeizmométerünk átviteli karakterisztikájától korlátozva, a Vasziljev által is javasolt 6-30 cps átviteli sávra célszerű ráállni, mert ez 18 cps kvázirezonanciafrekvenciájával a szeizmikus jelspektrum megfelelő részén van, másrészt a 75 %-os sáv szélesség ($Q=1,3$) elegendő

információgazdagságot biztosít.

Amplitudószabályozó használatánál részben eltekinthetünk az egyik korrelációs tényezőtől, a jelek egymáshoz viszonyított amplitudójának vizsgálatától. Ugyanakkor kényelmesen áttekinthetjük az egész rezgési tartományt. Központi vezérlési amplitudószabályozó működése ellen elvileg sem lehetne kifogást emelni, bár a szalagról szalagra történő amplitudó korreláció így illuzórikus. Mindaddig azonban, amíg ilyen amplitudó szabályozónk nincs, rutinmunkában nem célszerű használni.

Végül a korrelációs refrakciónál még fontosabbnak tűnik a műszerek identitásával szemben támasztott követelmény, mint a reflexiós szeizmikánál. Ezt a szélesebb átviteli sáv és a jelforma analízise okozza. Nézetem szerint jelenleg berendezéseink ezen a vonalon mutatják a legnagyobb hiányosságokat. Bemutatok két, egyformának és egyforma jónak ismert műszerrel azonos terítésben felvett robbantást. (16. ábra.) A két szeizmogramról kiirtuk az első beérkezés egymásutáni fázisainak amplitudóit. Míg az egyik műszerben az egymásutáni fázisok nagyjából azonos lefutást adnak, a másik műszer, amely azonos robbantást azonos szeizmométer-felállításban vett, az egyes csatornákon változó csillapítással regisztrálta ugyanazt a jelet. Nyilvánvaló, hogy ilyen jelenség a dinamikai korrelációt nagymértékben gátolja.

A korrelációs refrakciós szeizmika alapjainak vizsgálatával nézetem szerint nemcsak a módszer jobb megismeréséhez jutottunk el, hanem megismertük annak korlátait is, ami feltétlenül szükséges ahhoz, hogy ne lehessünk szakmai divattal vádolhatók. A korlátok felismerésétől már csak egy lépés azok ledöntése, de ha nem ismerjük fel a korlátokat, könnyen elbotlunk bennük. A korrelációs módszer elbirja korlátainak emlegetését, éppen azért, mert valóban jó módszer; a jelek dinamikus jellemzőinek vizsgálata csak hozzáadhat a kinematikus jellemzők által kialakítható képhez; az ehhez járuló terepi technika, folyamatos szelvényezéssel és fedőágakkal, nagymértékben növeli a kutatás biztonságát. Ezért a robbantási körülmények, a talaj-geofon rezonanciák, vagy a kölcsönös pontok nem identikus regisztrátumainak emlegetése nem csüggedésre, hanem további lelkes és együttes kutatásra kell serkentse a magyar szeizmikusokat, mert nyilvánvaló, hogy még hosszú ideig, legalábbis a reflexiós műszerek hazai fejlődéséig a korrelációs refrakció lesz a hazai szeizmikus kutatások bázisa. A korrelációs refrakciós módszer nemcsak azért vált fontossá hazánkban, mert valóban korszerű módszer, hanem azért is, mert mincsenek jó reflexiós berendezéseink. Kétségtelen, hogy a feladatok egy jó része, de különösen az üledéken belüli kutatás elsősorban reflexiós mérést igényel. A reflexiós mérések kiemelése elmaradt állapotukból nézetem szerint a hazai szeizmikus kutatások elsőszámú feladata.



16. ábra. Két műszerrel felvett párhuzamos felvételek amplitúdó-viszonyai

Munkatársaim, Szabó Zoltánné, Mituch Erzsébet, Mezey Mária, Elek Jánosné, Sütő Katalin, Posgay Károly, Huang Jen-hu, Lányi János, Lendvai Károly, Németh Lajos közreműködése lényeges segítséget nyújtott dolgozatom összeállításánál.

Tudományos figyelő

METEORITKRÁTEREKRE VONATKOZÓ UJABB VIZSGÁLATOK A SZOVJETUNIÓBAN

A nagyobb meteoritek becsapódása által létrehozott kráterszerű mélyedések vizsgálata már sok érdekes tudományos eredményt hozott. Közülük egyesek, mint pl. az arizonai vagy a tunguz meteorit esete, sokat szerepeltek a szakirodalom hasábjain és nagy érdeklődést keltettek mindenütt. Jóval kevésbé ismeretesek az Észti SZSZR területéhez tartozó Saarema-szigeten levő, igen jellegzetes kráterek, amelyek vizsgálatáról E.L. Krinov irt legújabban (American Journal of Science, Vol. 259. 1961. June).

A "Kaalijarv-kráter" név alatt ismeretes krátercsoport Saarema szigetén, Kingisepp városkától mintegy 20 km-re északkeletre fekszik és már régóta foglalkoztatja a kutatókat. A csoport hét kisebb-nagyobb kráterből áll, melyek kb. 0,75 négyzetkilométernyi területen szétszórva helyezkednek el. A legnagyobb közülük 110 m átmérőjű, csaknem szabályos köralakú, s pereme 6-7 méterre kiemelkedik a környező talajszintből; vízzel van tele, tavat alkotva, melynek vízmélysége mintegy 16 méter, feneke tehát 9-10 méterre van a környező felszín alatt. A többi hat kisebb kráter átmérője 15-50 méter között van: egyeseknek alakja erősen elnyúlt, mélységük 1-4 méter, víz nincs bennük. Évszázadok folyamán a földművelő lakosság beléjük dobálta a környék szántóföldjeiről kiszedett köveket, ezek azonban legalább megvédték a krátereket a szélhatás okozta pusztulás veszélyétől.

A régebbi vizsgálatok folytatásaképpen a Szovjet Tud. Akadémia "Meteorit-bizottsága" 1959-ben négytagú csoportot bízott meg a kráterek beható megvizsgálásával. A vizsgálat - támaszkodva Reinwald régebbi kutatásaira - érdekes megállapításokat eredményezett. A beszámoló alkalmat ad a szerzőnek, hogy áttekintse az idevágó irodalom felhasználásával az ilyen kráterek keletkezéséről alkotott korszerű nézeteket.

Az elképzelések szerint a légkörbe jutó meteoritek által létrehozott kráterképződési folyamat a meteorit nagysága, de főként sebessége szerint alakul. Ha a darabok nem túl nagy sebességgel érik a felszínt, egyszerűen befúródhatnak vagy csak kisebb mélyedéseket hoznak létre, melyeknek átmérője a lehullott darabéval azonos. Nagyobb felütődési sebességek esetében már több-kevesebb kőzetanyagot szétszór a becsapódás és ún. becsapódási kráter keletkezik, melyben a becsapódott meteorit darabjai fellelhetők. Már ilyenkor is felléphetnek hőjelenségek és mind a felszín kőzetei, mind a becsapódó meteorit darabjai részben megolvadhatnak, elporladhatnak, kormozódhatnak.

Lényegesen másként folyik le a jelenség, ha a meteorit megtartja kozmikus nagyságrendű - több tíz km/sec nagyságú - sebességét. Ilyenkor a talajjal való érintkezés pillanatában olyan rendkívüli hőfejlődés lép fel, hogy a meteorit robbanásszerűen gázzá változik; ez a robbanás hozza létre a krátert, melynek mérete ilyenkor természetesen jóval nagyobb, a környező kőzetrétegek deformációja jó-

val erősebb, feltűrémlések és egyéb helyi diszlokációk állnak elő; ilyenkor persze a meteorit töredékei a kráterben nem találhatók meg, mert az egész tömeg gázzá változott. Természetesen a típusok között átmenetek lehetségesek. Előfordulhat pl. az, hogy a meteorit néhány kilométer magasban már szétesik és darabjai egy bizonyos területen szétszórva hullanak le; az ilyen terület alakja a megfigyelések szerint többnyire hosszan elnyúlt ellipszis.

A példakul felhozott meteor-hullások között van a szovjet-unióbeli Sikhote-Alin-csoport, ahol 122 kisebb kráter található, a Brenham mellett (Kansas) és a Henbury-i (Australia): ezek valamenynyien felütődéses kráterek.

A folyamatban levő vizsgálat arra mutat, hogy a Kaaliarvi krátercsoport is ilyen: a hét kráter elhelyezkedési ábrája jellegzetesen elliptikus alakú. Jelentékeny különbség van azonban a legnagyobb kráter és a kisebbek között. A legnagyobb krátert létrehozó darab sebessége elég nagy volt ahhoz, hogy jelentékeny közetdeformációt hozzon létre: így keletkezett a szélén levő kiemelt szegély, amely felé az üledékes talaj dolomitrétegei egyenletesen, minden irányból sugárasan, elég meredeken emelkednek. Számos nyoma van a hőhatásnak is, de teljesen hiányzik minden meteorit-töredék. Ezzel szemben a kisebb kráterekből, amelyek környékén semmi talajdeformáció nem mutatkozik, nagy mennyiségű meteoritdarabot ástak ki, melyeknek legnagyobbika 24 gramm súlyú. Ezek a töredékeknek a kráterek meteoritikus eredetét kétségtelenné teszik.

A Szovjetunió területén azonban a legnagyobb méretű meteor-hullási jelenség a Tunguz-meteorit becsapódása volt 1908 június 30-án. Az azóta eltelt 50 év alatt több kutató foglalkozott az ezzel kapcsolatos kérdésekkel (először L.A.Kulik 1927-től kezdődően), de a kérdés ma sem mondható tisztázottnak, különösen azért, mert eddig a legszorgosabb kutatás ellenére sem sikerült meteoritdarabokat találni sem a felszínen, sem a helyben. (Részletes beszámolót lásd: Peszenkov-Krinov; Ujabb adatok a Tunguz meteoritról. Izv.Ak.Nauk. SzSzSzR, 1960.)

Az Izvesztija Ak.Nauk SzSzSzR, Szer. Geol. 1961 júniusi száma rövid összefoglalást közöl a nemrég elhunyt N.Sz. Vetcsinkin legutolsó dolgozatából, amelyben a tunguz-meteoritral kapcsolatos nézeteit fejti ki. Ezek a nézetek különösen érdekesek. Részletesen elemezve a meteorit becsapódását kísérő - az eddigi kutatások által már felderített - jelenségeket, arra a következtetésre jut, hogy a meteorit esési sebessége nagy volt ugyan, de nem haladta meg a 3,5 km/sec-ot; következtetésképpen nem alakulhatott egészen gázzá és nem párologhatott el a levegőben, amint azt eddig részben az észlelt robbanások alapján feltételezték. Vetcsinkin azt állítja, hogy a Tunguz-meteorit bizonyos részben megmaradt és befürödött a földkéregbe. Feltételezését Vetcsinkin összhangba hozza a robbanási megfigyelésekkel is és azt indítványozza, hogy a mélyben levő meteoritrészek felkutatására végezzenek olyan megmértéres és graviméteres vizsgálatokat helikopterrel, mint az arizonai meteoritkráter geofizikai módszerekkel való kutatásánál.

Tóth Géza

A GEOPHIZIKA SZEREPE A SZAHARAI OLAJFELTÁRÁSOKBAN

(Welche Rolle spielte die Geophysik bei den Erdölfunden in der Sahara? Német és francia nyelven). Erdöl Zeitschrift, 76, 11, November 1960, 389-394, ill. 395-399, 1 térképvázlattal.

A Compagnie Générale de Géophysique francia geofizikai kutató vállalat döntő szerepet játszott Franciaországban a Parentis, Lacq és

Párisi Medence mezőinek feltárásában, Sziciliában a Ragusa mezőnek, Gabonban az Ozouri, Pointe Clairette, Cap Lopez, Tchengué stb. mezőknek feltárásában, a legnagyobb figyelmet azonban a szaharai kutatásokra fordította.

1939 óta kutatnak a francia geológusok olaj után a Szaharában, de eleinte csak a mezozoos medence problémája foglalkoztatta őket. Ugyanis Arábia keleti részétől a Szahara nyugati részéig sokszor 1000 m vastag üledéksorozat található és ez a vastag rétegsor nyújtja Irak, Bahrein, Kuwait, Arábia gazdag olaját: ezért gondolták a geológusok, hogy a Szaharában is a siker reményével lehet olajat keresni. Azonban, ahol a mezozoikum felszinen van, az csak egy észak-déli 100 km széles sáv, a francia Szahara viszont 1000 km széles, de többi részén a mezozoikumot fiatalabb üledéksor takarja; eleve világos volt tehát, hogy a kutatás csak geofizikai módszerek alkalmazásával lehet eredményes.

Azt tudták, hogy a mezozoikum fekvője a nagy hegyképződéstől megkímélt, de nem tisztán kristályos, hanem részben paleozoos tábla és nem metamorf, mint általában Európában. Itt tehát mind paleozoos üledékgyűjtöket, mind fölöttük elhelyezkedő mezozoos szénhidrogéntelepeket fel lehetett tételezni; a paleozoos rétegekben helyenként olajnyomok is mutatkoztak.

A paleozoos medence felszinen levő része a térkép Dny-i sarkában levő Eglab és a térkép D-i középső részén látható Hoggar tartomány között mintegy 2000 km hosszú és átlagos szélessége 150–200 km. Itt a feltárások lehetővé teszik a paleozoos felszín térképezését, azonban a középső és keleti Szaharában több mint 500 km szélességben a medence mezozoikummal van fedve, amely helyenként 3000 m-nél is vastagabb.

A geológusok 1953 óta térképezték a paleozoikum felszínét és fúrásokkal elért részét; e kutatásokkal a terület D-i részén In Salah és Fort Polignac környékén antiklinálisokat fedeztek fel. Fúrásaik Ahnetben száraz gázmezőt, Edjelemben könnyűolaj-mezőt tártak fel. Már 1948-ban két francia vállalat alakult a szaharai szénhidrogének kiaknázására, két egymással határos, összesen 300 000 km²-nyi területen. A délen elért kezdeti eredmények adták az ösztönzést ahhoz, hogy északon a Földközi tengerhez közelebb eső területeken folytassák a munkát, ahol – mint láttuk – csak a geofizikai módszerek alkalmazása nyújthatott kilátást a sikerre.

Ha ma kezdték volna a kutatást, nyilván először légi mágneses felvételezéssel igyekeztek volna nagyvonalú szerkezeti képet nyerni a kristályos kőzetről, amiként már 1956-ban Lybiában így kezdték kutatni a francia Szahara K-i folytatását. Itt azonban még a klasszikus eljárást követték. 1948 decemberétől 1954 júniusáig a Compagnie Générale de Géophysique csoportjai 70 munkahónapban 27 000 km hosszú úton végeztek topográfiai felmérést és 48 000 graviméter állomáson mértek.

15 évvel előbb e munka még óriási feladat lett volna, most már azonban a világháborús tapasztalatok alapján terepjáró autókkal és repülőgépekkel gyorsíthaták munkájukat. 1953-ban aztán a D-i részen két új vállalat kezdett működni. Az egyik a fenti francia geofizikai vállalat graviméter csoportjaival méretett, a másik saját Shell-csoportjaival. Illy módon 1956-ra a Szahara teljes központi részén általános áttekintő graviméter térkép állt rendelkezésre.

A cikkirő kiemeli, hogy egy graviméter-térkép kiértékelése nem egy pillantásra történik, hanem gondos mérlegelést kíván. Tehát a paleozoos medencék felismerése a térkép alapján sem egyszerre történt meg. Először különbséget kellett tenni a kiterjedt anomáliák, – amelyek a medencék vagy a gránit tömegek okoznak – és a helyi szűkebb kiterjedésű anomáliák között, amelyeket tektonikus vonalak, vetők, törések stb. hozhatnak létre. Az utóbbiak pontosabb ábrázolásához azonban sűrűbb mérési hálózat szükséges, mint amilyet e munka első szakaszában létesíteni lehetett.

Délen, ahol a mezozoos fedő kevésbé kiterjedt, egyes részletek hamar felismerhetők voltak; ezek későbbben a Djoua, Tiguentourine, Zarziine szerkezeteként bontakoztak ki.

Északon eleinte kevés feltűnő mutatkozott, aztán a mérési sűrűségnek négyzetkilométerenként 0.75-1 graviméter állomásra való növelése lett szükséges, hogy az üledékek szerkezete felismerhető legyen.

A klasszikus transzporttal mérő csoport munkáját helikopterekkel kellett az Ergek területén lehetővé tenni, a viszonyoknak megfelelő mérési technikát kidolgozni és könnyű gravimétert alkalmazni. A mérés költségei ily módon alig növekedtek a klasszikus mérési költségekhez képest.

Minthogy azonban a - helyenként egyidejű mágneses mérésekkel kiegészített - graviméter térkép még a nagy szerkezeti vonalakat sem mutatta, az elektromos és szeizmikus módszereket hívták segítségül.

A CGG-nek az elektromos módszerrel jó eredményei voltak már pl. Aquitániában, Sziciliában. E módszer előnye a gravitációssal szemben, hogy az eredményeket nem befolyásolja a fekvés, csak a fációsre érzékeny; feloldóképessége jóval felülmúlja a gravimetriát, bár nehezebb ennél, de kevésbé mint a szeizmika.

Eleinte itt az elektromos kutatást felszíni feltárásokon próbálták ki: tellurikus felvételeket és elektromos szondázást vegyesen alkalmaztak.

A déli területre szén kútjainak eredményeivel mutatták ki a paleozoikus felszínt anélkül, hogy a fekvés minőségi változásai zavart okoztak volna. Majd Laghouat-Ghardaia-Quargla-Biskra négyszöget mérték fel, és az itt nyert kép igen hasonló a későbbi refrakciósan kapott képhez. Néhol azonban a mélyen levő fekvő, rosszul vezető mezozoos képződmények (triászok, sekélyvízi üledékek, kréta- és harmadkoriak) erősen zavarták a képet. Egészen vége, 1952 és 1956 között csoportonként 33 hónapig dolgoztak e módszerrel.

Szeizmikus méréseket északon 1951-ben kezdték el és pedig reflexiósan, de eleinte sok nehézséggel. A különleges felszínközeli viszonyok miatt a jel: zavar viszony igen kedvezőtlen volt. Ezen részben több geofon együttes elhelyezésével, részben csoportos robbantó pontokkal segítettek. Így néhol egy területen 80 geofont is alkalmaztak, egy hektárnyi területen elosztva, és egy robbantópont körül 80 robbantólukot csoportosítottak. Ily módon $80 \times 80 = 6400$ -szoros nagyítást nyertek. Kétségtelen, hogy ilyen kiterjedt mérést csupán pusztaságban lehet végezni.

Azonban a nagyvastagságú mezozoikum többszörös mész és sekélyvíz rétegei az energia nagyrésztét visszaverték, mielőtt az a paleozoos szinthez érkezhett volna. A klasszikus szeizmikában alig lehetséges 10 000-szeresnél nagyobb nagyítást elérni, ez pedig itt még mindig kevésnek bizonyult.

Igy folyamodtak a McCollum-eljáráshoz, amelynél a talaj megmozgását több tonnás tömeg leesztésével érik el, mágneses regisztrálással pedig sok ilyen leesztés felvételét játszatják össze. Ily módon 20 000-szeresnél nagyobb nagyítást is elértek. (Franciaországban egy külön vállalat alakult a McCollum-eljárás alkalmazására.)

E nehézségek nem állottak fenn a déli Szaharában, pl. Tigentourine, Zarzaitine környékén, itt a klasszikus eljárás gáz- és olaj mezőket eredményezett. Északon ellenben még a felfokozott nagyítással sem lehetett a paleozoikum szerkezetét meghatározni.

Ezért kellett északon visszanyúlni az 1924-1932-es évek technikájához, a refrakciós szeizmikához. Ilyen eljárással sikerült Szi-

ciliában Olaszország legnagyobb olajmezőjét a Ragusa-mezőt felfedezni, majd a Vittoria nehézolajmezőt.

A refrakciós eljárás nehézségei viszont abban állottak, hogy a nagymélységi paleozoos szint kutatásához 20-40 km robbantópont távolságot kellett alkalmazni, ehhez pedig tekintélyes robbanószermennyiségre van szükség.

Az első refrakciós szelvény 1952-ben Ghardaia és Berriane között, közel 6000 m/sec sebességgel, valószínűen a mezozoikum fekvését jelölte ki. A szelvényben adódó legmagasabb szinten mélyített fúrás arról győzte meg a kutatást, hogy a triász alján tároló homokkővek, sőt ezek alatt – valószínűleg a paleozoikumban – továbbiak is vannak jelen. A Hassi R'Mel-fúrás tekintélyes gázmennyiséget, a Hassi Messaud-fúrás pedig olajat eredményezett. 1953 és 1959 között összesen 20 000 km szelvényhosszon mértek.

Azonban nehézségek is jelentkeztek az értelmezésnél. Gyakran találtak két különböző, egymás közelében futó refrakciós szintet és ezeket széjjel kellett tudni választani. Ezt úgy érték el, hogy ugyanazon a szeizmográfbazison különböző távolságban történő lövéseket regisztráltak. Így jutottak arra a gondolatra, hogy egyidejűleg két berendezéssel regisztráltak vagy fordítva, egy berendezéssel egymásután több, különböző távolságú lövést vettek fel. A munka nagy költségei miatt havonta 150 szelvény km-t kellett mérni, ha a gazdaságosságot csak valamennyire is biztosítani akarták; ezt a teljesítményt sikerült is elérni.

E refrakciós felmérés eredményeképp jó áttekintést kaptak az északi medencéről. A Berriane melletti szaharai paleozoos magaslaton a mezozoikum felső részét reflexiós munkával is megvizsgálták. E zárt kiemelkedésen a Hassi R'Mel-i fúrással gázmezőt tártak fel, amely a triász alján levő homokkőből termel.

A Hassi Messaud-nál refrakciósan kimutatott másik helyi kiemelkedésen az MD-I fúrással mesés bőségu könnyűolajmezőt találtak. Később a magaslát két déli folytatásán refrakciós mérések alapján további gázmezőket tártak fel.

A refrakciós eljárással tehát az Észak-Szaharában nemcsak a közel 4000 m mély fekvő nagy vonásait sikerült kimutatni, hanem a közvetlen lelőhelyfeltáráshoz szükséges pontosabb részletformákat is.

Nem tévesztik azonban szem elől azokat a lehetőségeket sem, amelyeket újabb a mágneses rögzítéses reflexiós eljárás ígér.

A CGG-nek Algírban van egy mágneses lejátszó centruma, amely az értelmezés legkülönbözőbb lehetőségeire is módot nyújt. E kutatások eredményeképpen ma már a paleozoos szintek szerkezeti térképe is több helyről elkészült.

A reflexiós felvételeket természetesen fúrólyuk-szelvényezéssel kombinálják.

A cikk érdekes adatokat közöl a mérések technikai kiviteléről és költségeiről. Pl. 1960 elején csak a CGG-nek 20 szaharai csoportja működött Algírban, 260 mérnök vagy technikus, 1250 segédő. Több mint 200 terepjáró kocsija 5 millió km utat fut évente, többnyire útalan vidéken. Még további 60 nehéztehergépkocsi gondoskodik a csoport ellátásáról.

1950-1959-ben csak a CGG csoportjai 181 400 graviméter állomáson, reflexióval 32 500 km hosszú, refrakcióval 21 000 km hosszón mértek. Más mérővállalatok a múlt év elején 8 mérőcsoporttal dolgoztak.

Kiegészítésül megemlítjük, hogy a Hassi Messaud mező 1959-ben 1,3 millió t, 1960-ban 6,5 millió tonna olajat termelt; a Hassi R'Mel gázmező készletét 800 milliárd m³-re becsülik.

Érdekes a termelési költség alakulása: ez kőolaj-tonnánként nem tesz ki többet 2,70 új franknál, holott ugyanakkor az USA-ban 40 új frank körül van. Érthető tehát a franciák ragaszkodása a Szahara birtoklásához.

Oszlaczky Szilárd .

KÖNYV- ÉS LAPSZEMLE

A.K. MALOVICKO: METODŰ ANALITICESZKOVO PRODOLZSENIJA ANOMALIJ SZILŰ TJAZSESZTI I ICH PRILOZSENIJA K ZADACSAM GRAVIRAZVEDKI. (A gravitációs anomáliák analitikai folytatásának módszerei és alkalmazásuk a gravitációs kutatás feladataira.) Moszkva 1956. Gosztoptehizdat, 160. old. 27 ábra

A gravitációs és a földmágneses mérési eredmények kiértékelésében az utóbbi években egyre nagyobb szerephez jutnak az analitikai folytatáson alapuló eljárások. Ezek az eljárások sok esetben lehetővé teszik a szerkezetek finomabb részleteinek megismerését és bizonyos mértékben a mélységi viszonyokra is következtetést engednek.

A.K. Malovicsko összefoglaló monográfiát írt erről a kérdésről és e munkájában elsősorban a gravitációs anomáliák analitikai folytatásának módszereit tárgyalja.

A könyv bevezető részében a potenciálelméletnek ama alapdefiníciói és alapképletei találhatók, amelyekre a későbbiekben hivatkozás történik. A II. fejezetben a szerző a rendellenes nehézségi előtér elemzésével foglalkozik. Megkülönbözteti a zónális, a regionális, a lokális és az elemi anomáliákat; az utóbbiak a műszer közvetlen közelében települt kis kiterjedésű ható tömegeroóktól vagy esetleg a mérés hibáiból származnak. Foglalkozik ezután a mért anomáliák redukálásával a felszín felett alkalmas magasságban felvett síkra; ez az eljárás a regionális anomáliák megállapításához vezet. Ismerteti továbbá a regionális értékek meghatározását a mérőpontok körül írt körök átlagértékeiből. Behatóan tárgyalja az anomáliákat létrehozó ható tömeg nagyságának és mélységének megállapítását, s az erre vonatkozó Gamburgcev-képleteket.

A könyv III. fejezete általánosságban foglalkozik az anomáliák analitikai folytatásával és azok értelmezésével. Különösen a különböző sűrűségű rétegek érintkezési felületének meghatározására terjeszkedik ki kritikai vizsgálatokkal és pontossági fejtegetéseket közöl. Ezután az inverz gravimetriai feladat különböző megoldási eseteit tárgyalja.

A IV. fejezet tárgya a két dimenziós anomália terek analitikai folytatása. E probléma megoldására több módszert ismertet a szerző: a Tsuboi és Fushida, továbbá a Rainboy, a Bullard és Cooper, a Hughes, az Andrejev féle módszert s ezeken kívül a Taylor-sor alkalmazását, a hálózatos módszert és az integrálegenylet algebrai megoldásán alapuló módszert. A fejezet végén példákkal kapcsolatban útmutatást tartalmaz az analitikai folytatások gyakorlati alkalmazására.

Az V. fejezet hasonló módon tárgyalja a három dimenziós anomália terek analitikai folytatásának problémáit. Ezek megoldására is több módszert ismertet a szerző és azok alkalmazhatóságát gyakorlati példákon mutatja be. Figyelemre méltó a különböző módszerek összehasonlító értékelése a gyakorlati felhasználás és az elérhető pontosság szempontjából.

A VI. fejezet rövid összefoglalásban foglalkozik a gravitációs mérések földtani feladataival, az értelmezés kérdésével, valamint a gravitációs kutatások jelentőségével a különböző geofizikai kutatások között.

A könyv részletes irodalmi összeállítást is tartalmaz.

Malovicsko könyve igen hasznos tájékoztatást ad az analitikai folytatások korszerű kérdéseiről és azok irodalmáról. Különösen értékesek a szerző kritikai vizsgálatait, amelyekkel a különböző módszerek előnyeit és hátrányait megvilágítja. A gyakorlati numerikus példák nagy mértékben megkönnyítik a problémák megértését.

Renner János

A SZINTETIKUS SZEIZMOGRAMOK KÉSZÍTÉSE ÉS GYAKORLATI ALKALMAZÁSA

A szintetikus szeizmogram (szsz) valamely mélyfúrás folytonos sebességszelvénye (fs) alapján készül reflexiós valódi szeizmogramok (vsz) kiértékelésére és értelmezésére. Elméleti alapja a reflexiókoefficiens összefüggése a reflektáló réteghatárban érintkező közetek akusztikus ellenállásával.

$$R = \frac{\text{visszavert amplitúdó}}{\text{beeső amplitúdó}} = \frac{A_r}{A_1} = \frac{S_2 \theta_2 - S_1 \theta_1}{S_2 \theta_2 + S_1 \theta_1}$$

Peterson, Filippone és Coker feltételezik, hogy $S = K \theta^n$ (K és n állandók). Ezzel a feltételezéssel $R = c \Delta(\log \theta)$. Átlátszó filmre rajzolták a R -nek a fs -ból vett θ értékkel számított grafikonját, mint (a mélységnek megfelelően) a kétszeres reflexió-idő függvényét. A filmet a görbe egyik oldalán befektetítették. Fényforrás és fotocella között elhúzva a R ingadozásait elektromos feszültség-ingadozásokká alakították át. Ezeket úgy erősítették, sürítették, galvanométerrel fotografikusan regisztrálták, mintha szeizmométerből érkeztek volna. Ezzel az analógias eljárással a mélyfúrás közelében, sőt attól több km távolságban felvett reflexiós vsz-al is általában jól egyező, pontosan korrelálható szsz-ot kaptak. Gyakran megesett azonban, hogy a szsz-on határozott reflexió mutatkozott olyan helyen, ahol a vsz-on ennek nyoma sem volt, viszont az ellenkező eset is előfordult. Ennek a jelenségnek nyilvánvaló oka a többszörös reflexió, a reverberáció.

Baranov és Kunetz ennek figyelembevételével pótolta a szsz hiányosságát. A hullámmozgás terjedésének általános differenciál-egyenletét alkalmazták azzal a feltételezéssel, hogy a közeg vékony, ugrásszerűen változó akusztikus ellenállású rétegek összelete, a talajfelszínen észlelt hullám az igen nagy számú réteghatáron bekövetkező visszaverődések eredője. Az eredő kiszámítására exakt, de egyszerű képletet vezettek le:

$$\mu_B = (1 + R_1) \mu_M + (1 - R_1) \mu_N - \mu_A;$$

- R_1 – a reflexiós koefficiens az i -edik réteghatáron (a felszín a 0-ik),
 μ_1 – az amplitúdó,
 A – az i -edik réteghatár egy pontja,
 M – az $(i-1)$ -ik,
 N – az $(i+1)$ -ik réteghatároknak azok a pontjai, amelyekből az A -ból érkező hullám a B -be reflektálódik.

A számítást a fs-ből megállapítható minden réteghatárra el kell végezni, a kezdőponttól kiindulva. Ez a számítás csak nagy teljesítményű számológéppel végezhető; a szerzők az IBM 650-es elektronikus modelt használják. Nemcsak a többszörös, hanem az egyszerű reflexiókkal keletkező hullám amplitudóját is kiszámítják; az abszorpció és szűrés hatását a vsz-ra a szsz készítésénél megfelelő alakú elemi hullám kiválasztásával szintén számító eljárással határozták meg vagy elektronikus módszerrel, szűrők beiktatásával helyettesítik.

A szsz-okat előállító eljárások - az analógias éppúgy, mint a számító - alkalmasak arra, hogy a robbantási impulzust helyettesítő elektronikus impulzus vagy a számítással használt elemi hullám alakjának változtatásával és a vsz felvételével szereplő fizikai folyamatok utánzásával olyan szeizmogramokat mutassanak fel, amelyek a valódiaktól alig különböznek. Ezen alapszik a szsz többirányú alkalmazásának lehetősége: a szeizmikus kutatás megtervezésénél, a terepi méréseknél, a mérési eredmények értelmezésénél, természetesen csak abban az esetben, ha fs áll rendelkezésre.

A szsz még egészen új eszköze a geofizikai kutatásnak, ezért korai volna gyakorlati alkalmazásának értékéről végleges bírálatot mondani. Az eddigi tapasztalatok biztatóak. Laherrere a Szahara északi területén 12 mélyfúrás fs-e alapján az ismertett két különböző eljárással készített 19 szsz-ot hasonlított össze vsz-okkal. Megállapítja, hogy a szsz-ok alkalmazása a Szaharában azért nélkülözhetetlen, mert nagyon gyakori a zavaró reverberáció, amit pusztán a határsebeségek ismertetésével nem lehet felfedni. A helyi viszonyokkal kapcsolatos egyéb megállapításain kívül vannak általános érvényű következtetései. A vsz-szsz-fs összehasonlításával tapasztalt időbeli eltérések figyelembevételével korrigálni lehet a sebességekből számított mélységeket. A reflexiók korrelációja nem a geológusoknak sztratigráfiai szintjeit követi, hanem az azoktól gyakran eltérő kőzet-fácies határokat. Ki lehet mutatni, hogy a vsz-ok minőségének hirtelen változását, a reflexiók romlását vagy megszakadását a reverberációk interferenciája okozza. A vsz-ok összehasonlítása szsz-okkal kiegészítési és javítási csupán csak a dinamikus jellemzők korrelálására alapított értelmezést. A szsz-ra támaszkodva előre gondoskodni lehet egy tervbe vett kutatás legkedvezőbb feltételeinek megteremtéséről. A szsz-ok alkalmazása nagy mértékben fokozza a szeizmikus módszer teljesítőképességét egy kijelölt horizont nyomónkövetésében.

A reverberációs szsz költségei a Szaharában kb. akkorák, mint egy vsz előállítására fordított kiadások.

Kilczer Gyula

Az ismertetéshez felhasznált közlemények:

- R.A. Peterson, W.R. Filippone, and P.B. Coker: The synthesis of seismograms from well log data, Geophysics, Vol. XX. No. 3. 1955 (p. 516-538).
- V. Baranov and G. Kunetz: The theory and practical calculation of synthetic seismograms with multiples reflections. Geophysical Prospecting, Vol. VIII. No. 2. 1960. (p. 315-325).
- I. Laherrere: Utilisation pratique des films synthétiques dans le Sahara Nord. Geophysical Prospecting, Vol. IX. No. 1. 1961. (p. 46-59).

Ugyanerre a tárgyra vonatkozó közlemények:

- V. Baranov and G. Kunetz: The computation and use of synthetic seismograms, Erdöl, No. 3. 1960.
(Ismeretetés nem szeizmikus szakemberek részére).
- I. Delaplanche and Y. Ledoux: The analysis of field records and their comparison with synthetic seismograms.
Geophysical Prospecting, Vol. VIII. No.2. 1960. (p. 328-346).
- R.L. Sengbusch, P.L. Lawrence and F.I. McDonald: Interpretation of synthetic seismograms.
Geophysics Vol. XXVI. No. 2. 1961. (p. 138-157).

1961. A MAGYAR NYELV ÉRTELMEZŐ SZÓTÁRA IV. KÖTET, AKADÉMIAI KIADÓ

A most megjelent kötet a Ki-Mi kezdetű szavakat tartalmazza: a közölt kimutatás szerint 10 300 önálló szócikket, 22 300 összetételt és származékot (az utóbbiakat értelmezés nélkül).

A szótár szerkesztője a MTA Nyelvtudományi Intézete alapos, gondos és nagy munkát végzett, amikor ezt az utókor számára is nagy-jelentőségű dokumentációt összeállította.

A szerzők és lektorok számára az Értelmező Szótár nélkülözhetetlen. Még ha tudásuk és nyelvérzékük alapján többnyire megtalálják is a helyes szóhasználatot, vitás esetben hivatkozhatnak a Szótárra. Pl. ha a gyakorta helytelenül igekötővel ellátott leegyszerűsít igével találkozunk, akkor a Szótárban megtalálhatják, hogy általában az egyszerűsít igeet kellett volna használni.

A műnek rendkívüli gazdagsága mellett természetesen hiányai is vannak, amelyeknek főokát abban látjuk, hogy a szerkesztők általában nyelvészek és irodalmárok, akiknek a legközönségesebb műszaki szavak összegyűjtésére nem terjedhetett ki a figyelmük. A következőkben felsorolunk néhány közhasználatban levő, tehát egyáltalán nem speciálisan műszaki "terminus technicus", amelyet találmányra lexikon vagy szak-szótár használata nélkül irtunk össze.

Nem található a szótárban a

kiemelés szónak az aritmetikai rendezésnél használt értelme; kiértékelés, amikor a mérési adattömeg első feldolgozását je-

lenti;

központosít, -ás;

kutatás van pl. földméréstani, vegytani, de nincs földtani és geofizikai;

kutató geológus van, de geofizikus nincs;

kürtő szónak négyféle jelentése megtalálható, de a vulkán kürtője hiányzik;

legkisebb szó hiányzik, pedig a legkisebb négyzetek elve közhasználatú;

légzés hiányzik;

lehajlás csak mint a lehajlik ige származéka található; épp-
így a

mágneses cimszónál megtalálható ugyan az anomália, elhajlás, erőhatás, indukció, mező v. tér, de hiányzik a lehajlás;

Hiányzik:

letapogat, lüktetés;

megkutat-,ás: e két szó bár helytelen, de a Szótár elitélően fel szokta sorolni a nem ajánlható szavakat is.

Hiányzanak pl. a következő összetételek:

méter: galvano-, gravi-, szeizmo-, volt-,

mikro: -pulzáció, -farad, -volt.

Hangsúlyozzuk, hogy a fenti kis gyűjtemény nem különleges műszavak jegyzéke, hanem olyanoké, amelyek a napilapok cikkeiben is gyakran előfordulnak.

Természetes, hogy e hiányok kisjelentőségűek a Szótár anyagához mérten, azonban egy újabb kiadásnál legalább a legközönségesebb szakkifejezések pótlása erősen ajánlható. A Szótár szerkesztésében ilyen törekvés megállapítható, amint a mágneses címszónál felsorolt példák is mutatják.

Osztlaczky Szilárd

CSEKEY ISTVÁN: HÉVIZ BIBLIOGRÁFIÁJA

Hévíz község és Veszprém megye tanácsainak követésreméltó példájaként jelent meg a tetszetős és tartalmas könyvecske, amely földtani, fürdőügyi és idegenforgalmi szempontból egyaránt értékes, de a helytörténeti kutatóknak is nagy segítséget nyújtó adatok gyűjteménye. Csekey István, Hévíz bibliográfiájának avatott szerzője lelkiismeretes búvárkodással, nagy tárgyi felkészültséggel, hozzáértéssel és szeretettel állította össze ennek a páratlan értékes fürdőhelynek irodalmát.

A mű bevezetőjében röviden összefoglalja Hévíz, a hévízi "hévíz" felfedezésének történetét és a fürdőhellyé alakulás mozzanatait, felsorolja a Hévízről megjelent legrégebb "hírvérő" füzeteket, majd ismerteti a korábban kiadott bibliográfiákat.

Ezután áttér a saját bibliográfiájának leírására, bemutatja munkamódszerét, amely a Magyar Szabványügyi Hivatal bibliográfiai bályzatához alkalmazkodott. Igen fontos és a mű értékét nagy mértékben emeli, hogy Csekey az ún. autopsziás módszerrel dolgozott, azaz minden egyes, a könyvben szereplő kiadványt "kézbe vett" – vagyis nem egyszerűen könyvcímeket másolt, hanem saját maga ellenőrizte a felvett adatok helyességét. Fontos műveknél magyarázatokat – annotációkat – is fűzött az adatokhoz, sőt jelentősebb műveknél közli a rájuk vonatkozó ismertetések szerzőit is. Az átkutatott könyv- és levéltárak felsorolása képet ad arról a komoly munkáról, mely a könyvecske 474 rendszámának és az ezekre vonatkozó adatoknak az összegyűjtését eredményezte.

A mű tartalmazza: a Hévízre vonatkozó adatokat ismertető bibliográfiákat és egyéb segédkönyvek jegyzékét, a Hévízre vonatkozó könyvek, folyóirat- és hírlapi cikkek felsorolását, továbbá a Hévízre vonatkozó térképek és leporellók számbavételét. A könyvet néhány Hévízre vonatkozó multszázadbéli mű címlapjáról készült fotokópia egészíti ki.

A könyvecsket a nem búvárkodni szándékozó, tehát nem kutatási célra felhasználni akaró olvasó is érdeklődéssel forgathatja, de megítélésénél a legfontosabb szempont, mégis az, amelyre Csekey bevezetése végén rámutat: alapja lehetne egy általánosabb földtani, balneológiai és egy bizony már nagyon is szükségessé vált, újabb Balaton-bibliográfiának is.

(b. t.)

NYÁRÁDY - SZILÁGYI - VÁRHELYI: A VILÁG MŰSZAKI MŰZEUMAI

Nem regény, nem utirajz, nem kalandos történet, mégis hallatlanul izgalmas olvasmány Nyárády-Szilágyi-Várhelyi könyve. Már a szép kiállítás, a finom papír, a gazdag illusztrációk is hívogatnak az olvasására. Amint Nyárády, a mű címet adó első részének szerzője bevezetéséből megtudjuk, úttörő mű: nemcsak a hazai, de a világirodalomban is az első, amely számbaveszi a világ műszaki múzeumait és ismereti gyűjteményeiket.

Mintegy 18 ország területére szorítkozik a felvett anyag s az időben visszamenve nem lépi át a 2-300 esztendő, de ezeknek a századoknak a találmányai hozták létre a jelenkor technikai világképét és a 18 ország 30 gyűjteménye magában foglalja a fokozatos fejlődés dokumentumait.

Hogy semmiféle értékelésbeli elfogultsággal ne legyen vádolható, a szerző alfabetikus sorrendben közli a felvett országok gyűjteményeinek leírásait. Így az első hely Ausztráliának jut. A távoli földrész, amelyet még településre alkalmas "szűzföld"-nek hiszünk, már 1870-ben alapított Melbourne-ben tudományos és technikai múzeumot. Sajnálatos, hogy a Közép-Európában fekvő, s a világ egyik legrégibb egyetemét alapító Magyarország még nem dicsekedhet hasonló intézménnyel.

Nagy elismeréssel kell szólnunk a színes, érdekes előadásról, amellyel a szerző végigkalauzolja az olvasót a világ műszaki múzeumai. - Vonzó, eleven stílusához nagy humanista műveltség és változatos, érdekes leírókészség járul. Az épületeknek, amelyekben a gyűjtemények otthonra találtak, alapos történelmi ismertetést, topográfiai vázlatát adja. Az épületek külső jellemzése, környezetbe való helyezése után végigvezet a különböző osztályokon, leírja az egyes csoportok elhelyezését és kiemeli a fontosabb darabokat. Elmondja, hol találhatóak a tudományos és technikai műveltség fejlesztésére szolgáló kiállítások, hol rendeznek kísérleti bemutatókat az "élő múzeum" elvének megvalósításával és felhívja a figyelmet a tudománytörténeti és emlékgyűjteményekre is.

Milyen csodálatos áttekintést nyújt az olvasónak így együtt, csoportosítva és illusztrációkkal még előbbé varázsolva Pascal első számológépe, Leuwenhoek mikroszkópja, Galilei távcsöve, Franklin Benjamin kézisajtolója, az első Edison fonográf, Blériot monoplánja, amellyel átrepülte a La Manche csatornát, a Lumière-testvérek filmvetítője vagy Charles Lindbergh repülőgépe.

"Minden egyes intézmény egy-egy ember meghosszabbított árnyéka" - idézi egy helyen a könyv Emerson mondását. És valóban, úgy szólván mindenütt egy-egy nagy tudós vagy nagy felfedező személyiségének a hatása érződik. Párisban, a Musée des Découvertes-ben Lavoisier, Cuvier, Olaszországban Galilei, Leonardo da Vinci, Volta, a Szovjetunióban Lebedev, Timirjazoff, Zsukovszkij, ércebe vagy márványba faragott arcvonásai és a személyükhöz kapcsolódó dokumentumok hozzák emberközelbe a tárgyakat.

Középkori alkimista műhely és atomreaktor - ime a perspektíva, amelyet áttekinthetünk - a nyugtalan emberi szellem útja, amelynek egy szakaszát bejártuk s amelynek alkotásait gondos és hozzáértő kezek nem kevés küzdelemmel és sokszor a maradiság elleni harc árán gyűjtötték össze, például és okulásul az utódok számára.

A könyv utolsó két fejezete a magyar technikai találmányok sorsával foglalkozik. Számos, a világban is ismertté vált találmány, kiváló tudósok és felfedezők nagyszerű alkotásai ellenére, a magyar technikai múzeum még nem született meg. Puskás Tivadar, Jedlik Ányos,

Bláthy Ottó, Eötvös Loránd, Bánki Donát neve hiába ismert mindenütt, felfedezéseiket hiába hasznosítják világszerte, kisebb reszort-múzeumok, mint a soproni Bányászati-, a pesti Posta- és Közlekedési Múzeum mellett igazi műszaki múzeumunk még nincsen. Egyelőre a gyűjtés stádiumánál tartunk s az összegyűjtött értékes darabok közül néhányat illusztrációban is bemutat a könyv. Ez a szép és értékes mű talán buzditásul szolgál majd a magyar műszaki múzeum megalkotására.

(b. t.)

EGYESÜLETI HÍREK

A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1961. szeptember 6 - 9-ig heted szer rendezte meg immár hagyományossá vált Ankétjét, amelyen a hazai szakembereken kívül számos külföldi geofizikus is megjelent. Az előadók magas színvonalú tudományos előadásokban ismertették részben a geofizika egyes elvi jelentőségű kérdéseit, részben egyes területeken - elsősorban a Kárpátmedencében - végzett gyakorlati jellegű geofizikai kutatásokat. A VII. Ankét nagyban elősegítette a nemzetközi együttműködés elmélyítését és igazolta azt a nézetet, hogy az Ankét gondosan összeállított előadásai ez alkalommal is hozzájárultak a geofizika fejlesztéséhez.

A VII. Ankétot B e s e Vilmos, a Magyar Geofizikusok Egyesületének elnöke nyitotta meg, aki ünnepi beszédben üdvözölte a megjelenteket és méltatta a nemzetközi tudományos együttműködés jelentőségét, amely nélkül szinte elképzelhetetlen a tudomány előrehaladása.

A VII. Ankéton az alábbi előadások hangzottak el:

- R e n n e r János: Gravitációs mérések értelmezési kérdései.
 E g y e d László: A geofizikai adatok értelmezési módszerei a Föld belső szerkezetének kutatásában.
 G. K u n e t z: Konstruktion und Anwendung von synthetischen Seismogrammen.
 G. F a n s e l a u - W. M u n d t: Die Bedeutung der Rotationsachse der Erde für die Konfiguration des geomagnetischen Innenfeldes.
 B a r t a György: Újabb adatok a Föld háromtengelyűségének és a földmágneses tér excentricitásának kapcsolatáról.
 H a á z István: A Föld alakjának ekvatoriális és poláris aszimmetriája.
 H. W i e s e: Geomagnetische Tiefentellurik.
 H. R e g e n s b u r g e r: Effekte von Bodenschwingungen, hervorgerufen durch Gross - Sprengungen.
 L. M o t t l o v a: Bearbeitung und Interpretation der Schweremessungen und der magnetischen Messungen im Donaubecken.
 S c h e f f e r Viktor: A Kárpátmedencék néhány regionális geofizikai problémájáról.
 D. Z i d a r o v: Une nouvelle possibilité pour la solution du problème gravimétrique et magnétique inverse.
 S z i l á r d József - S z a l a i Tibor: Gravitációs mérések a Cserhátban és azok tektonikai értékelése.
 R á d l e r Béla: Területek osztályozása geofizikai paraméterek szerint.
 E. B e i n: Neue Erkenntnisse über Verlauf und Struktur der mitteldeutschen Hauptlinie auf Grund von Drehwaagemessungen.
 G. K u n e t z: Filmvorführung.
 H a á z István: Magyarország áttekintő földmágneses térképe.
 P o s g a y Károly: Magyarország mágneses térképezése és annak értelmezése.
 W. U l l m a n n - R. M a a z: Bemerkungen zu dem Beitrag "Zur Ortung seismischer Herde in Bergbaugebieten" von Tarczy-Hornoch.
 A d á m Antal - V e r ő József: Az országos földiárammérések adatainak feldolgozása és térképi ábrázolása.
 H. T h i e m e: Tellurische Vermessung einer hochohmigen Antiklinal-Struktur mit neuentwickelten Tellurikapparaturen.
 W. L o t h a r: Untersuchung von Auslagerungen im Zechstein des Werragebietes mit seismischen Verfahren.
 S t e g e n a Lajos: Az "Atlantisz-probléma" geofizikai adatok tükrében.
 S z e b é n y i Lajos: Termális vizeink hőutánpótlása a Föld belsőmelegéből.

- H. S t i l l e r - F. F r ö l i c h - F. C h. W a g n e r: Untersuchung des Temperatureinflusses auf magnetische Oxyde.
 Ádám Antal 1: Magnetotellurikus anizotrópia.
 B. T u r i e r: Seismoakustische Untersuchungen untertage.
 Thea R i c h t e r: Geophysikalische Komplex - Untersuchungen von silikatischen Nikkelerzen im sachsichen Granulitgebirge.
 B a n a i Gyula - R y b á r István: A torziós-ínga fejlesztéséről.
 G. G e n s c h e l: Die Beurteilung der Einwirkung mechanischer Schwingungen auf den Menschen und auf Gebäude.
 L a k a t o s Sándor: Laza képződmények karottázás-problémái.
 K a r a s Gyuláné: Neutron-gamma-szelvények alkalmazhatósága szénkutató fúrásokban.
 V. F r i t s c h: Die Geoelektrische Untersuchung im Bereiche des Neusiedlersees.
 J. J a m b r o z i k: Gravimetrie in dem Vorgebirge der polnischen Karpathen.

.-.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete az 1961. év második felében négy előadót rendezett, melyeken a geofizika és a rokon tudományok különböző ágaiból hangzottak el előadások. Az előadásokat vita követte.

Az ülések előadóit és témáit a következőkben soroljuk fel:

1961. október 27.

I. P. K o s z m i n s z k a j a: (Szovjetunió) A földkéreg szerkezetének vizsgálata szeizmikus módszerekkel.

1961. november 10.

W a l l n e r Ákos: A Nagycenk melletti Observatórium földmágneses feldolgozási módszere és eredményeinek összehasonlítása a tellurikus adatokkal.

H u a n g Jen-hu: A szeizmikus hullám általánosított Wavelet-elmélete

1961. november 24.

I f j. B a r t h a Lajos: Újabb vizsgálatok a Nap forgása és a mágneses háborgások összefüggéséről.

1961. december 8.

L. W a n i e k: (Csehszlovákia) Physikalische Untersuchungen in der Nähe seismischer Quellen.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete a szokásos "Baráti Találkozó" megtartását december 16-ra tervezte. A "Baráti Találkozó"-t - tekintettel a csekély számú jelentkezésre - az 1962. év elején tartjuk meg.

.-.

Az 1962. évben a következő napokon tervezünk előadói üléseket:

január 12 és 26., február 9 és 23., március 9 és 23., április 13 és 27., május 11 és 25., június 8 és 22., július 13 és 23.

.-.

Dr. E g y e d László professzor, Egyesületünk ügyvezető alelnöke egy hónapi tanulmányútra Kínába utazott.

.-.

Dr R e n n e r János Egyesületünk tiszteleti tagja, az Bötös - emlékérem tulajdonosa ez évben töltötte be szolgálatának 50. évét. A jubilánst, aki fél-századot töltött a magyar geofizika szolgálatában, Egyesületünk nevében melegen üdvözljük.

.-.

Végül egy fájdalmas veszteségről számolunk be. P e t h ő Márton tagtársunk, a kiváló felkészültségű geofizikus, 1961. szeptember 30-án váratlanul elhunyt. Legyen ez a néhány sor emlékeztető azoknak, akik ismerték és szerették.

